1137. A.

ATTI

DELLA

SOCIETÀ ITALIANA

DI SCIENZE NATURALI

E DEL

MUSEO CIVICO

DI STORIA NATURALE DI MILANO

VOLUME CIX

Fascicolo II

Pubblicato con il contributo del C.N.R.

MILANO

—

15 Giugno 1969

SOCIETA' ITALIANA DI SCIENZE NATURALI

CONSIGLIO DIRETTIVO PER IL 1969

Presidente:	NANGERONI Prof. GIUSEPPE (1968-69)
Vice-Presidenti:	VIOLA Dr. SEVERINO (1968-69) CONCI Prof. CESARE (1969-1970)
Segretario:	DE MICHELE Dr. VINCENZO (1968-69)
Vice-Segretario:	BUSCAGLIA Cav. ITALO (1969-1970)
Cassiere:	TURCHI Rag. GIUSEPPE (1969-1970)
Consiglieri: (1968-69)	MAGISTRETTI Dr. MARIO MARCHIOLI Ing. GIORGIO MOLTONI Dr. EDGARDO RAMAZZOTTI Ing. Prof. GIUSEPPE SCHIAVINATO Prof. GIUSEPPE TACCANI Avv. CARLO
Bibliotecario:	SCHIAVONE Sig. MARIO

MUSEO CIVICO DI STORIA NATURALE DI MILANO

PERSONALE SCIENTIFICO

CONCI Prof. CESARE	- Direttore (Entomologia)
TORCHIO Dr. MENICO	- Vice-Direttore (Ittiologia e Teutologia), Direttore reggente dell'Acquario
PINNA Dr. GIOVANNI	- Vice-Direttore (Paleontologia e Geologia)
CAGNOLARO Dr. LUIGI	- Conservatore (Teriologia ed Ornitologia)
DE MICHELE Dr. VINCENZO	- Conservatore (Mineralogia e Petrografia)
LEONARDI Dr. CARLO	- Conservatore (Entomologia)

PERSONALE TECNICO

LUCERNI Cav. GIULIANO	- Capo Preparatore
BUCCIARELLI Sig. ITALO	- Vice Capo Preparatore (Insetti)
GIULIANO Sig. GIANGALEAZZO	- Preparatore (Vertebrati)
BOLONDI Sig. LAURO	- Preparatore
SPEZIA Sig. LUCIANO	- Preparatore (Fossili)

EDITRICE SUCC. FUSI - PAVIA

Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano - 109/2: 97-184. 15-VI-1969

GIUSEPPE NANGERONI

NOTE GEOMORFOLOGICHE SUI MONTI A OCCIDENTE DEL LARIO COMASCO (*)

Riassunto. — Del territorio montuoso con forte evidenza compreso tra i profondi solchi del Ceresio, del Lario comasco, della Val Menaggio e della fascia pedemontana Mendrisio-Cernobbio, vengono quì esaminati i limiti dei rapporti tra struttura (litologia, tettonica, cronologia) e morfologia, giungendo alle seguenti conclusioni: morfologia aspra nei versanti che guardano i laghi e la Val Menaggio, probabile effetto dell'escavazione diretta o indiretta glaciale laterale, quasi indipendentemente dalla struttura; morfologia delle cime blanda all' interno, in rapporto sia ad una struttura litologica mediocremente degradabile e quasi uniforme (calcari liassici ± marnosi ± selciosi), sia a fasi di maturità d'erosione normale e meteorica; scarsa dipendenza dell'altimetria e delle forme dalle pieghe, maggior dipendenza invece delle depressioni dalle faglie, p. es., sia pure in linea ipotetica, la forte depressione semicircolare Argegno-Osteno che separa nettamente due gruppi di monti (M. di Tremezzo al Nord, Generoso al Sud) ciascuno dei quali viene diviso in 3 serie altimetriche. Si dà qualche particolare ragguaglio sulle montagne della Tremezzina e della sponda del Ceresio da Caprino a Melano (Passo San Vitale, S. Agata, Sasso Piatto). Sempre in via ipotetica viene tracciato un quadro di questa divisione altimetrica e del terrazzamento da erosione dall'Oligocene al Quaternario in rapporto anche alla sedimentazione deltizia oligo-miocenica delle colline a Sud. Si dà un riassunto generale anche delle conseguenze morfologiche e idrologiche dell'occupazione glaciale, non d'origine locale, del territorio. I problemi del carsismo verranno da altri esaminati in altra sede.

Zusammenfassung. — Vom Gebirgsgebiet mit starker Ausprägung, das sich zwischen den tiefen Furchen des Ceresio, des Lario Comasco, des Menaggio Tals und des Gebirgfusstreifens Mendrisio-Cernobbio erstreckt, werden hier die Verhältnissgrenzen ueberprüft, die zwischen Struktur (Gesteinskunde, Tektonik, Chronologie) und Morphologie existieren, wobei man zu folgenden Schlussfolgerungen gelangt:

(*) Lavoro pubblicato col parziale contributo del Ministero P. I. e del C.N.R. Le fotografie, salvo indicazioni diverse, sono tutte dell'A.

schroffe Morphologie der Abhänge, die gegen die Seen und das Menaggio Tal gerichtet sind, was wahrscheinlich der direkten oder indirekten eiszeitlichen Seitenausgrabung zugeschrieben werden kann, fast unabhängig von der Struktur;

sanfte Morphologie der Gipfel im Inneren, in Zusammenhang einerseits mit einem mässig abstufenden und fast einförmigen Gesteinsaufbau (Liaskalke ± Mergelkalke ± Kieselsteinkalke), andererseits mit Abschnitten der normalen und meteorischen Ausnagungsreife, geringer Abhängigkeit der Höhenmessung der Formen von den Falten, grösserer Abhängigkeit dagegen der Senkungen von den Verwerfungen, wie z. B., auch wenn es nur eine Hypothese ist, die starke halbkreisförmige Senkung Argegno-Osteno, die zwei Gebirgsgruppen deutlich voneinander trennt (Tremezzo Berg im Norden - Generoso im Süden), wobei jede Gruppe in drei Höhenmessungsserien unterteilt wird.

Einige besondere Auskünfte werden über die Berge der Tremezzina und des Ceresioufers von Caprino bis Melano (San Vitale Pass, S. Agata, Sasso Piatto) gegeben.

Immer nur als Hypothese wird eine Uebersicht dieser Höhenmessungseinteilung und der Erosionsunterstufung vom Olygocen zum Quartär entworfen, in Verbindung auch mit der oligo-miocenischen Delta-Ablagerung der Hügel im Süden.

Es wird ferner auch eine allgemeine Zusammenfassung der morphologischen und hydrologischen Folgen der nicht örtlichen Gletscherbesetzung des Gebietes aufgeführt.

Die Karstfrage wird an anderer Stelle untersucht werden und von anderer A.

Summary. — Of the mountainous territory with great relief which is included between the deep furrows of Ceresio, of Lario Comasco, of Menaggio valley and of the Mendrisio-Cernobbio Piedmont band, the limits of connection between structure (lithology, tectonics, chronology) and morphology are here examined coming to the following conclusions:

a rough morphology in the sides looking out on the lakes and on Menaggio valley, which is probably a consequence of the direct or indirect glacial side-excavation, almost independently from structure;

a soft morphology of the summits in the interior, in connection with both a moderately sloping and almost even lithological structure (lias-limestones ± marly-limestones ± flinty-limestones) and stages of normal and meteoric erosion maturity, scanty dependence of shape altimetry from the folds, greater dependence, on the contrary, of the hollows from the faults, for example, although conjecturally, the deep semicircular hollow Argegno-Osteno which clearly separates two groups of mountains (Tremezzo mountain in the north - Generoso in the south) each of them being divided into three altimetrical series.

Some particular information are given about the Tremezzina mountains and about those of Ceresio bank from Caprino to Melano (San Vitale pass, S. Agata, Sasso Piatto).

Still taken as an assumption, a picture of this altimetrical division and of the erosion terracing from Oligocene to Quaternary has been drawn out, also in connection with the deltical oligo-miocene sedimentation of the southern hills.

Furthermore also a general summary of the morphological and hydrological consequences of the not local ice occupation of the territory is made.

The Karst question will be examined elsewhere and be o. A.

I. - Il territorio e la struttura.

1. Generalità.

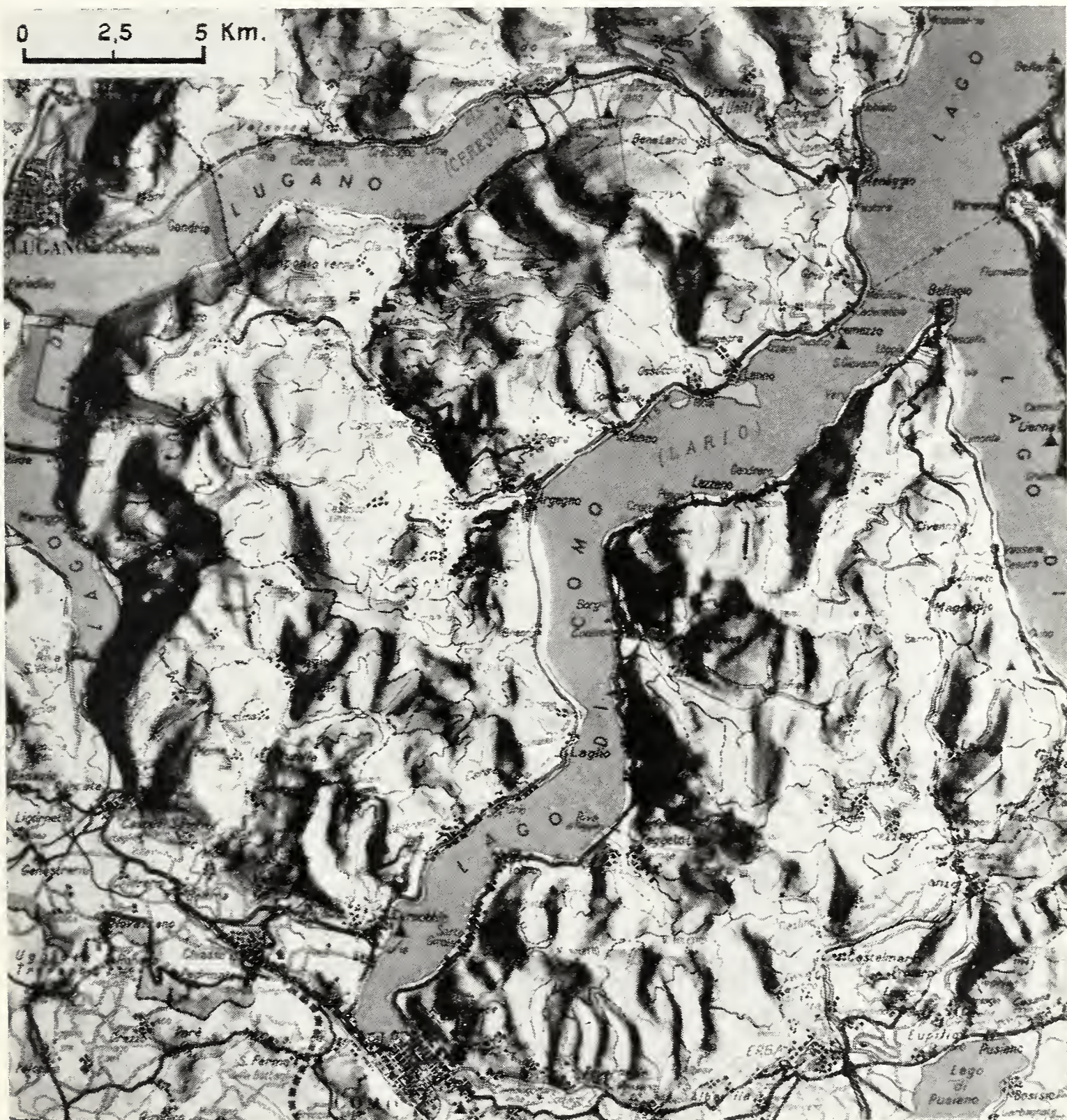
Tra i profondi solchi del Lario lecchese e del Cerésio è compreso un insieme di montagne costituite in forte prevalenza di calcari liassici di diversa composizione litologica (calcari marnosi, calcari selciosi, ecc.) le cui cime più elevate riescono a mala pena a raggiungere i 1700 metri: il San Primo 1686, il Generoso 1701, il Monte di Tremezzo 1700. La relativa uniformità litologica e parzialmente anche quella morfologica, almeno nel piano sommitale, ha fatto sì che il De Sitter chiamasse questo territorio col nome di « *Plateau Monte Generoso-Brianza* » e che altri (Lehner) chiamasse tutto il territorio col nome di *Generoso Becken* (= Conca del Generoso), conca nel significato, naturalmente, non morfologico, ma strutturale, cioè in rapporto alla estesa potente mole dei depositi marini liassici (1000-1400 m), diversamente da quanto si verifica nel lecchese (Grigna, Resegone), almeno in superficie, e anche in parte del Varesotto dove, tuttavia, viene segnalata la « *Monte Nudo Becken* », dominante il Verbano da una parte e la Val Cúvia dall'altra, in cui si registrano ben 1500 m di spessore di calcari liassici.

Tutto questo territorio fa parte d'un imponente blocco strutturalmente alquanto unitario che passa al di là del Cerésio fino a comprendere i monti della Val Solda e una parte dei monti delle Valli di Rezzo, Cavargna e Sanagra, compreso fra tre lunghe e importanti faglie e una notevole flessura. A nord, da Lugano fin quasi ad Acquaséria (sul Lario) quella che io chiamerei *faglia insubrica meridionale*, quella che gli autori svizzeri chiamano faglia della Grona (che De Sitter chiama faglia Oróbica), per distinguerla da quella ben più nota e più grandiosa faglia a setten-

trione, ufficialmente ma molto impropriamente chiamata « Faglia insubrica » e che i geologi italiani più propriamente chiamano « Faglia del Tonale » (la regione storica insubrica è quella prealpina, quindi è molto più a sud della ufficiale faglia insubrica, che è troppo a settentrione); questa faglia mette a contatto le formazioni mesozoiche prealpine e fino al Carbonifero (sponda destra della Val di Porlezza) con il cristallino (Bregagno). Da questa faglia si staccano, dirette a sud, due faglie: quella di Lugano e quella di Lecco. La *faglia di Lugano*, a occidente, separa il nostro blocco dai monti varesini e luganesi; proveniente dai pressi di Lugano (Pregassona) attraversa il Cerésio e passa a Capolago per Caprino e Arogno, correndo parallelamente e in prossimità del Cerésio orientale, determinando un notevole abbassamento del nostro blocco (Generoso, Bisbino, Bollettone, San Primo) rispetto a quello varesino. La *faglia di Lecco* si stacca dalla faglia insubrica meridionale dai pressi di Acquaseria e percorre tutto il ramo lecchese del Lario fino a Lecco separando il nostro blocco dal Gruppo delle Grigne le cui tre scaglie triassiche accavallate rappresentano l'effetto d'uno scivolamento gravitazionale verso sud causato dall'abbassamento del sustrato orientale rispetto al nostro blocco, proprio in conseguenza della faglia di Lecco.

Tutto il complesso è però diviso in due parti dal Lario comasco, cioè dal ramo del Lario che dal Centrolago va a Como, forse non coincidente con una frattura strutturale, tanto che le formazioni delle due sponde opposte si possono in genere collegare senza che si riscontrino evidenti e notevoli diversità tettoniche. Quello orientale è rappresentato dal cosidetto *Triangolo Lariano*, la cui forma è in rapporto col biforcarsi del Centrolago nelle due gambe costituenti i due rami meridionali del Lario, ed è quello che i geologi del primo novecento avevano chiamato col nome, non certo esatto, di Alta Brianza. Quello occidentale, che è il territorio sui cui fenomeni geomorfologici intendo soffermarmi in queste pagine, è compreso tra il Cerésio ad occidente e il Làrio comasco a oriente e tra l'ampio corridoio di Menàggio-Porlezza, al nord, e la depressione strutturale-morfologica pedemontana di Capolago-Cernòbbio al sud. Esso ha la forma planimetrica d'un tozzo e lungo troncone a gomito obliquo, montuoso, allargato ai lati da due notevoli protuberanze: del Colmegnone-

Torriggia verso il Làrio, e del M. Sighignola-Borgnone verso il Cerésio.

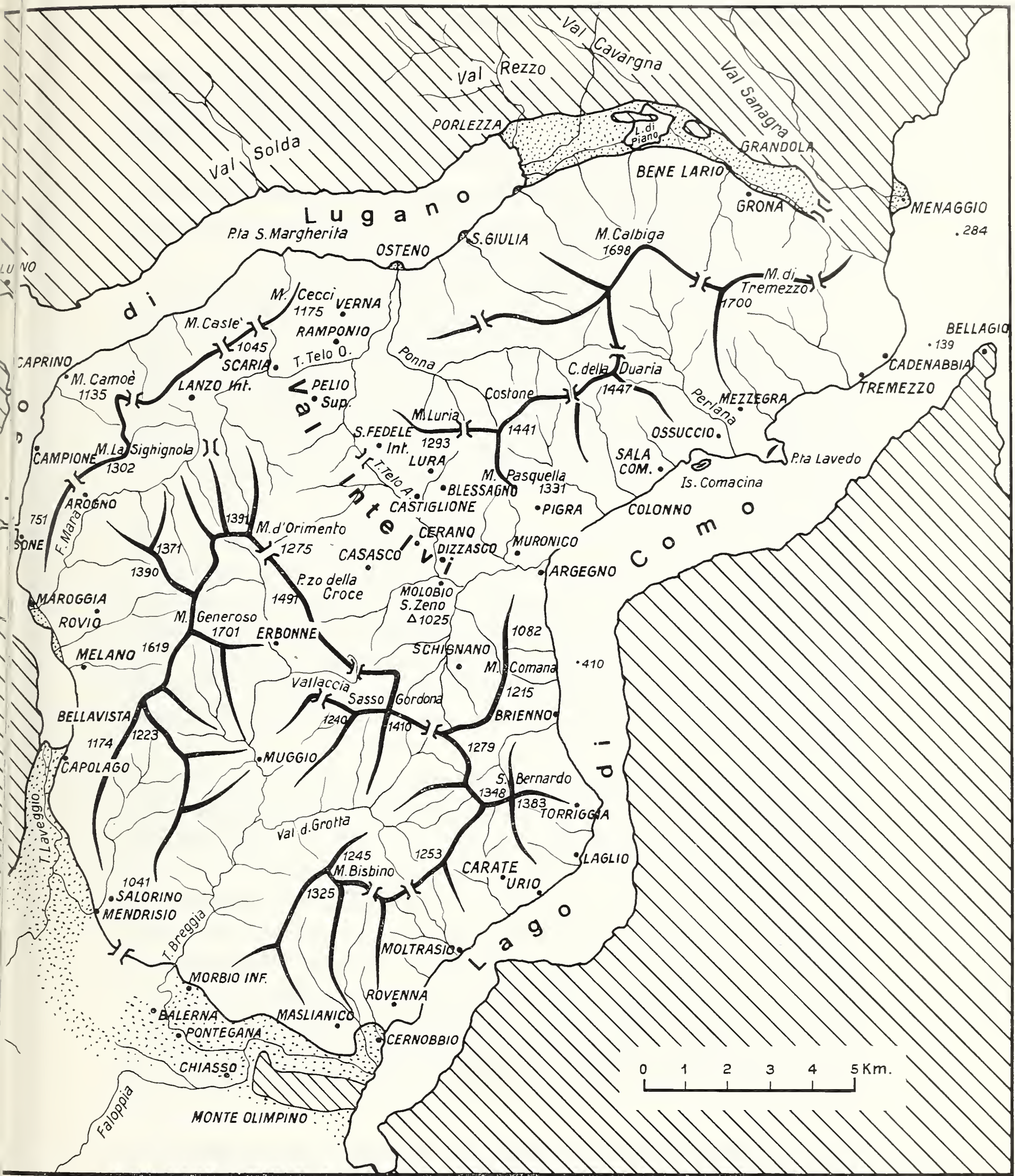
La fascia più occidentale, bagnata dal Cerésio, che si erge nella elevata e aspra costiera del Generoso, e che nell' interno è per gran parte intagliata dalla Val di Mùggio percorsa dal T.te Bréggia, appartiene alla Svizzera, salvo l'*exclave* italiano di Cam-

Plastico (*Lit. Art. Cart. Firenze*) del territorio esaminato tra il Ceresio e il Lario; a destra, il triangolo lariano. Ben visibile la depressione d'Intelvi che separa in due gruppi il nostro territorio.

pione e le due zone estreme della Breggia, cioè quella sorgentizia e quella ultima verso il Làrio (Chiasso-Cernobbio), egualmente italiane.

La caratteristica topografica principale del nostro territorio è data da una *lunga, ampia e irregolare depressione che divide trasversalmente* il gruppo in due parti. E' la depressione della *Valle Intelvi* che va da Argegno (sul Làrio) a 'Osteno (sul Cerésio), occupata da due valli, morfologicamente varie, che divergono, in opposizione, da una sella sui 740 m, e che scendono rispettivamente al Làrio (Argegno) e al Cerésio ('Osteno), ciascuna percorsa da un torrente, il cui nome più in uso è per ambedue quello di Telo. Depressione che, non molto elevata e aperta verso il Làrio e verso il Cerésio, venne largamente penetrata durante il quaternario da imponenti lingue glaciali che vi hanno abbandonato, essi e i fiumi da loro derivati, molto materiale morenico, fluvioglaciale e alluvionale (oltre che lacustre), parzialmente uniformando le irregolarità della precedente morfologia e mascherando gran parte del sustrato roccioso (liassico) almeno fino a 1000 metri, parzialmente riaffiorato con l'erosione postglaciale.

Questa notevole depressione, che ha un andamento largamente semicircolare con la convessità al sud, separa due gruppi montuosi alquanto diversi: meno esteso, più semplice e più regolare quello settentrionale dominato dal Monte di Tremezzo (1700); un po' più complicato sia nella struttura, sia nelle forme, sia nella planimetria, perchè è qui che il tronco si gonfia e si protende ai due lati nelle due protuberanze viste, quello meridionale, dominato dal M. Generoso (1701). In ogni caso, relativamente calma è la morfologia delle cime, mentre è quasi sempre aspra la forma dei versanti che guardano direttamente sui laghi, soprattutto sotto i 1000-1100 metri: questo, naturalmente nelle linee generali.

Sui particolari della orografia mi sembra più conveniente rimandare a quando si parlerà dei rapporti tra struttura geologica e orografia.

L'*idrografia*, salvo quella rappresentata dai brevi e ripidi torrenti che scendono direttamente dalle catene costiere verso i laghi, ha come nodo spartiacque fondamentale la Cima d'Orimento (1391) donde le acque divergono verso la Val *Mara* (Maròggia sul Cerésio svizzero), la valle del *Telo di 'Osteno* (Cerésio italiano), la valle del *Telo di Argegno* (Làrio) e la Val di

Il territorio montuoso di Menaggio-Porlezza-Capolago-Cernobbio.

Mùggio percorsa dal *Torrente Bréggia*, che, come già si disse, nasce in Italia (Orimento, Erbonne), corre per una valle svizzera e ritorna definitivamente in Italia (Chiasso, Masliànico), gettandosi nel Làrio a Cernòbbio, presso Como [1].

In molti punti gli spartiacque sono pianeggianti e indecisi, causati probabilmente anche, ma non solamente, dall'azione deviatrice dei depositi morenici nell'alta Valle Intelvi.

Ecco alcune caratteristiche sulle linee spartiacque attuali.

1. - Lo spartiacque tra la *Breggia* e gli altri 3 fiumi (Mara, Telo d' 'Osteno, Telo d'Argegno) è alquanto ben segnato dalla cresta più elevata che circonda il bacino d'origine della stessa Breggia, mai molto aspra, anzi in molti punti fatta di dolci ondulazioni, tanto che, alla Sella del Pian delle Alpi, a m 970, ad esempio, quasi insensibile, oltrechè depresso, è il passaggio tra i due versanti.

2. - Lo spartiacque tra il *Telo d' 'Osteno e la Mara* è per metà sulla piatta valle che s'allunga sotto Lanzo ed è poco sensibile; anzi si ha motivo di credere che il Torrente Saraseno, che è la vera sorgente della Mara in Sighignola, un tempo defluisse regolarmente al Telo, come parrebbe dimostrare l'aspetto a coda del suo corso; e che la diversione sia probabilmente avvenuta per causa di deposito morenico o forsanche direttamente per causa glaciale.

3. - Anche lo spartiacque *tra i due Telo*, se è netto in corrispondenza del T.te Ponna, confluente nel Telo d' 'Osteno molto vicino al Cerésio, non così è della sella di S. Fedele fino al Monte Orimento.

Ad ogni modo è caratteristico il fatto della vicinanza in cui vengono a trovarsi le parti più alte, se non propriamente sorgentizie, dei tre fiumi principali Mara e i due Telo, vicinanza che è di 3 Km, in superficie pianeggiante, compresa tra i 740 m della Sella di S. Fedele (tra i due Telo) e gli 850 m (tra Mara e Telo d' 'Osteno), distante ben 9 Km in linea d'aria dal Lario e solo 2,5 dal Cerésio. Ed è qui che si ha il maggior numero di

---

[1] Anche dall'alta pianura varesina-comasca la depressione della Valle di Mùggio è ben riconoscibile perchè separa *largamente* le due cime frontali più caratteristiche: il Generoso a sinistra, il Bisbino a destra.

fratture. Non è improbabile che questo fratturamento abbia contribuito a determinare a lunga distanza di tempo, attraverso altri fenomeni d'erosione, quindi molto indirettamente, questa complessa e incerta zona di spartiacque.

Aggiungo: dalla precisa carta geologica recentissima del Bernouilli si rileva che tra la zona San Fedele e la zona Lanzo, cioè in corrispondenza dell'altopiano e delle valli dei due Telo, vi è un vuoto geologico, manca cioè la possibilità di vedere il pur probabile collegamento tra le pieghe e le fratture occidentali e quelle orientali. Certo ciò dipende dalla straordinaria abbondanza di copertura morenica e fluvio-glaciale, ma essa stessa naturalmente favorita dalle non ripide pendenze preglaciali del fondo dell'Altopiano di Lanzo e delle due depressioni, come queste vennero probabilmente favorite dalla struttura, purtroppo nascosta.

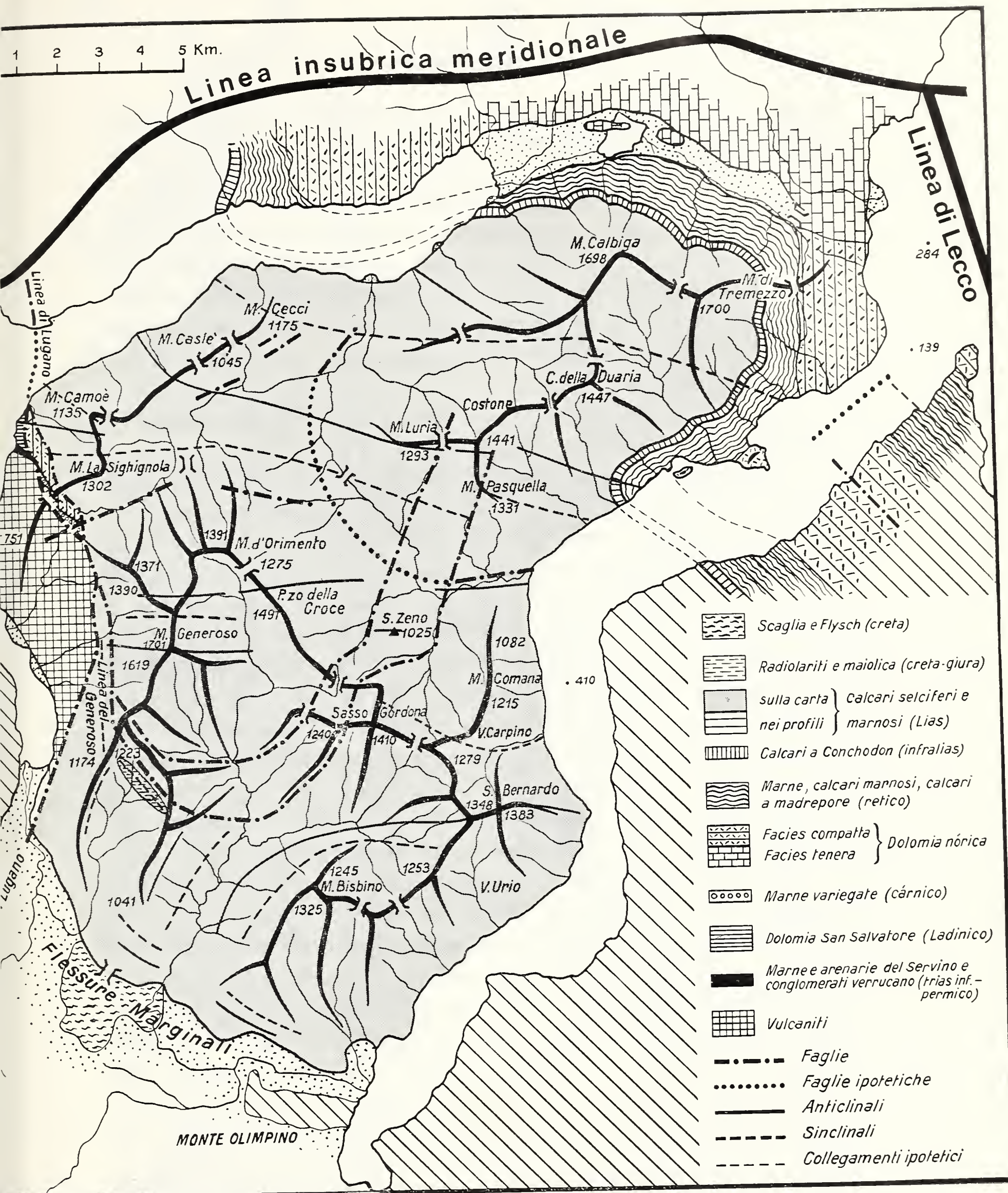
Sulla *geomorfologia* del nostro territorio hanno scritto il Sölch e l'Annaheim, soffermandosi tuttavia quasi solo ambedue sui bassi terrazzi della Valle di Múggio e il Sölch anche sulla Tremezzina. Su un più recente lavoro dovuto al Gabert avrò modo di parlarne in seguito, sia perchè interessa direttamente quasi solo la fascia meridionale delle flessure sia perchè introduce delle considerazioni d' indole generale su cui dovrò poi soffermarmi. Invece esistono interessanti e completi lavori sia sulla geologia, come si vedrà, sia sul morenico e, in genere, sul quaternario, dovuti al Vanni e al Pracchi, oltre ai numerosi noti lavori sulla depressione pedemontana (Balerna, Pontegana) dove affiorano argille e sabbie, certamente plioceniche, e conglomerati generalmente ritenuti pliocenici o al massimo villafranchiani, ma che forse si potrebbero ringiovanire; questione che mi riprometto di vedere in futuri lavori.

2. La struttura.

Sulla geologia del nostro territorio esiste una bibliografia piuttosto notevole, tuttavia riguardante specialmente la parte svizzera occidentale (da 'Osteno al Generoso e a Balerna), anche perchè questa è la più complicata e, sotto molti aspetti, più interessante.

Tralasciando di ricordare i primi contributi che risalgono al secolo scorso, mi limito a nominare i lavori di questo secolo e soprattutto quelli degli ultimi anni. Nel 1902 Repossi pubblica un notevole numero di osser-

vazioni geologiche, organicamente raccolte, sulle Valli Intelvi, Solda e Menaggio (con una carta geologica); nel 1916 FRAUENFELDER, per quanto interessa noi, presenta alcuni fondamentali profili del Generoso; nel 1920 RENZ porta un notevole contributo paleontologico sulle formazioni del Generoso; nel 1930 DOEGLAS tratta della Val Mara; nel 1937 e, poi, nel 1940 VONDERSCHMITT, in occasione d'una escursione geologica, riafferma i dati fondamentali riguardanti tutto il territorio svizzero bagnato dal Cerésio; qualche accenno generale troviamo in R. STAUB (1949); nel 1952 il LEHNER ha qualche accenno anche per il nostro territorio, trattando però più specificatamente la geologia dal San Salvatore al M. Brè-Denti della Vecchia - M. Grona, e soffermandosi cioè sulla linea limite fondamentale meridionale tra cristallino e dinaridi (*linea Insúbrica meridionale*) e quindi anche sulla linea di Lugano-Campione che separa l'alta zona varesina (porfidi, ecc.) dalla più bassa nostra zona liassica; nel 1954 KUHN-SCHNYDER e VONDERSCHMITT riprendono l'argomento della linea Insubrica (meridionale) e della linea di Lugano-Campione; nel 1963 presenta, tra le altre, notevoli osservazioni sulla struttura occidentale del nostro territorio il DE SITTER; ma è solo nel 1964 che esce il lavoro più completo, in proposito, per cura del BERNOUILLI, al quale, soprattutto, io mi riferirò. Particolari paleontologici recentissimi riguardanti la zona di 'Osteno sono dovuti al nostro consocio PINNA.

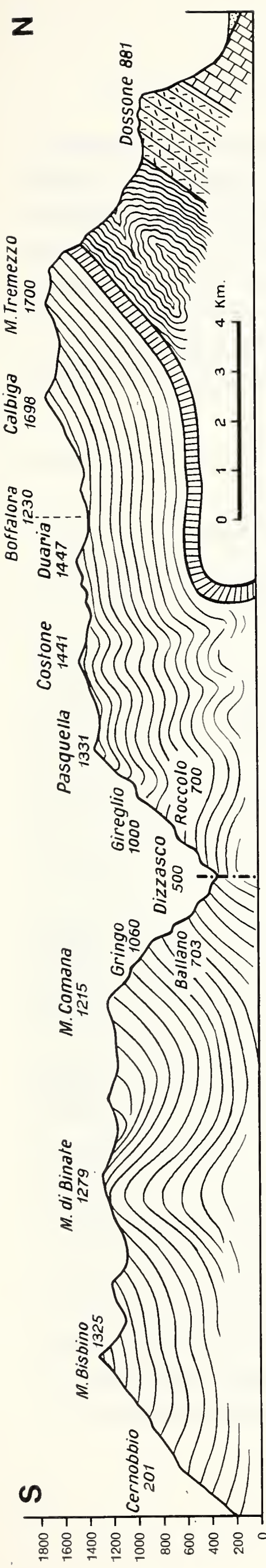
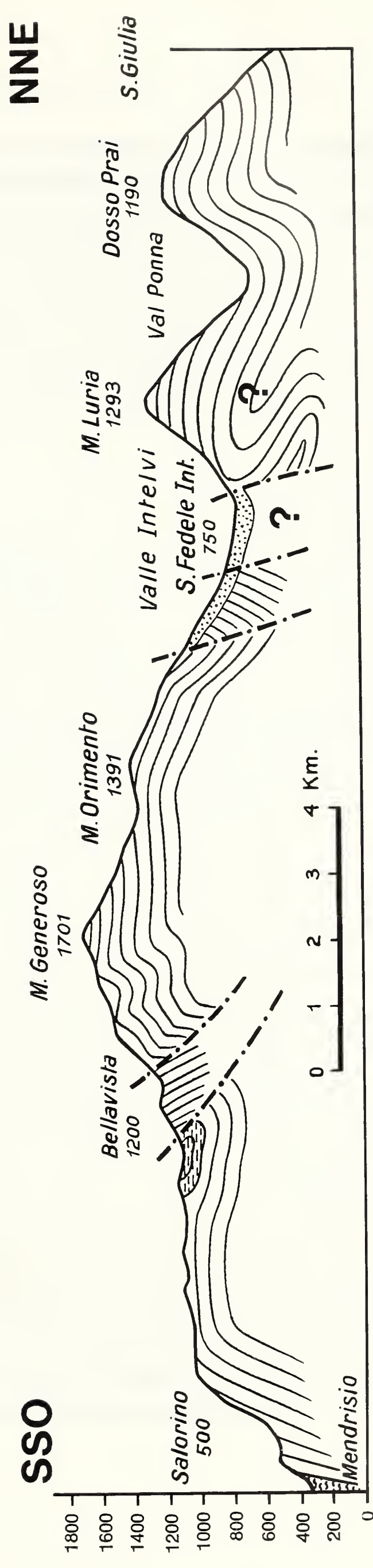
Tutto il nostro territorio, dai 200-270 metri degli specchi dei due laghi fino alle sommità più elevate, è interessato quasi totalmente da ROCCE LIASSICHE: calcari, calcari marnosi, calcari selciosi, oltre a tipiche lutiti, torbiditi, calcareniti, spesso con laminazione incrociata e interessate, molto frequentemente da *slumping,* cioè da pieghe molto strette e talora complicate, causate da scivolamenti e smottamenti sottomarini pressochè contemporanei alla deposizione; come sono frequenti delle brecce, derivate esse pure da franamenti subacquei. Ricordo tuttavia alcune particolarità, cioè, soprattutto, altre tre tipiche zone diverse. All'estremo nord affiorano, molto visibilmente per i versanti Lário e Val Menaggio, regolarmente sottoposte alle formazioni liassiche: la fascia di calcari rupestri a *Conchodon* dell' infralias; poi, regolarmente sottostanti, i calcari madreporici, i calcari marnosi e le marne del retico; e, finalmente, i calcari dolomitici del nòrico, con aggiunta una fascia a *facies* leggermente marnosa della stessa dolomia nòrica. Famoso è al riguardo il didattico profilo geologico-morfologico del Monte Crocione dominante la Tremezzina, su cui dovremo in seguito esporre qualche considerazione geomorfologica. All'estremo sud, invece, oltre ai famosi depositi plio-

Cartina geologica schematica del territorio esaminato. Prevalenza quasi assoluta dei calcari liassici. Lungo la linea di Lugano venne indicata la dolomia norica, mentre invece si tratta con ogni probabilità di calcari (bituminosi) carnici (da Repossi, Vonderschmidt, Bernouilli, Carta Geol. It., ecc.).

cenici della Bréggia, si hanno le più recenti formazioni mesozoiche (giurassica e cretacica). Ad occidente, lungo il Cerésio, dalle Cantine di Caprino a Capolago, la imponente faglia di Lugano e quella del Generoso mettono a contatto con le nostre formazioni liassiche (comasche) una striscia, complessa e molto turbata, di rocce (varesine-luganesi) che vanno dalle prevalenti vulcaniti pérmiche alle dolomie (ladínica e nórica, e questa, talvolta bituminosa) con le interposte marne càrniche, spesso gessose.

La struttura è tipicamente *a pieghe* con numerose fratture, *faglie* e sovrascorrimenti.

Dalle carte geologiche più recenti (Vonderschmitt, Bernouilli, De Sitter, ecc.) si ricava quanto segue.

Una imponente scaglia, chiamata *scaglia del Generoso,* costituita di lias, con la fronte a sud, giace sul basamento fondamentale delle Prealpi Comasche occidentali, egualmente liassico. I limiti della faglia (il cui piano è immerso a nord) che ha determinato il fenomeno sono dati da una linea che dalle Cantine di Caprino sale verso Arogno passando sopra la sella di San Vitale, coincidente quasi con la faglia di Lugano; gira lungo le alte falde del Generoso, entra in Val Bréggia e, giunta a Mùggio, sale verso nord lasciando a oriente il Sasso Gordona e fermandosi a Schignano. Una fascia di calcari liassici, molto irregolarmente piegati e in qualche punto frantumati, accompagna per gran parte la fronte della scaglia, soprattutto dalle alte falde meridionali del Generoso (Bellavista) a Mùggio e fino a Schignano.

Alcuni profili lungo le nuove strade più elevate (per es. da Mùggio a Scudelatte) sono molto istruttivi al riguardo, e, ancor più istruttivi sono i profili di materiale liassico molto pieghettato e frantumato che si può vedere lungo la bassa dorsale che va dall'Albergo Bellavista (Stazione di Bellavista) fino al Dosso della Meda che separa la testata della Val Salorino da parte della Val Breggia. Pare molto probabile, secondo i più recenti autori, che la faglia del Generoso, che ha determinato la discesa a sud e l'accavallamento della scaglia Generoso sul blocco comasco di base, sia stata causata dall'abbassamento del blocco comasco rispetto a quello luganese-varesino lungo la più imponente *faglia Lugano-Campione,* a somiglianza di quanto avvenne, in modo più complicato e grandioso, ad oriente del Lario lecchese, dove la

Sezione geologica da Cernobbio a Menaggio (Lario). (Per i simboli dei profili geologici si veda la didascalia della cartina geologica di pagina 107). Confrontando queste due sezioni si può notare come la Valle Intelvi e la zona Bellavista coincidano con zone di forte turbamento tettonico.

Sezione geologica da Mendrisio al Dosso Prai (Ceresio). Prevalenza quasi assoluta di calcari liassici. Il fondo della Val Ponna qui venne erroneamente disegnato 150 metri più in basso.

imponente *faglia del Lario lecchese,* avendo determinato l'abbassamento del substrato Bellano-Lecco, favorì la discesa e sud e l'accavallamento delle scaglie a pieghe coricate delle Grigne, Resegone, ecc. Se non temessi di cadere nel dominio della fantasia, oserei pensare che *la notevole depressione della Valle Intelvi,* da Argegno a 'Osteno, sia stata favorita, se non direttamente causata, da una sola o da un insieme di faglie longitudinali.

Tra le FRATTURE e faglie principali è opportuno, al nostro scopo, ricordare dunque le seguenti:

La linea di *Lugano-Arogno-Capolago,* proveniente da Pregassona (Lugano) di cui si è detto;

la *linea del Generoso,* cui pure si è già accennato;

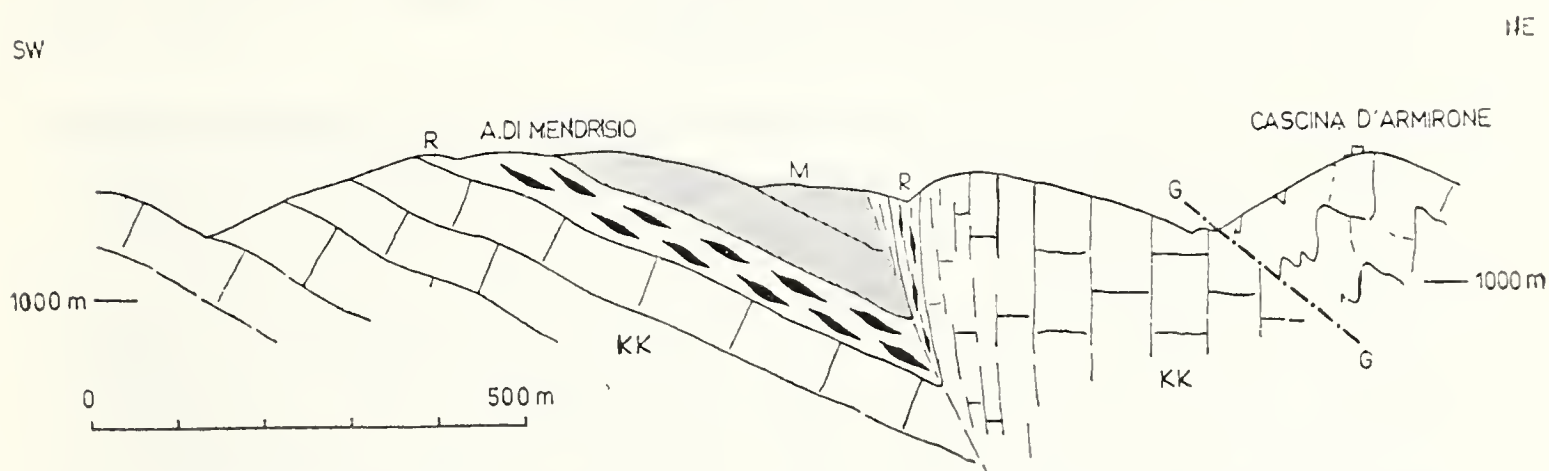
la frattura *sotto Scària,* lungo il medio Telo d'Osteno, che interessa la cerniera d'un'anticlinale e che è ammessa da tutti;

la frattura lungo il *T.te Mara* da Arogno in su, ammessa da Repossi, il quale, anzi tende a far proseguire questa frattura fino ad *Argegno,* anche questa interessante la cerniera d'una anticlinale (bassa Val Telo d'Argegno);

la frattura sotto *Rampònio,* citata da Repossi; la frattura che va dal *Passo Bonello* (Pian delle Alpi) alla *Valle Erboggia* e a *La Valle,* tra il M. Luria e il M. Pasquella; la frattura da *Schignano alla Valle del Piòo,* tra il M. Greglio e Pigra.

Dalla carta di Bernouilli risulta che queste due ultime faglie determinano il fratturamento in tre pezzi e lo spostamento graduale a nord di ciascuna delle due pieghe che dai monti sopra San Fedele giungono alla sponda lariana tra Argegno e Ossuccio.

Penso, però, che molte altre fratture minori esistano, tradite dalla morfologia; per esempio una, breve, che separa i colli della Pietra Fessa dal Pinzernone; un'altra, breve, che scende a sud del Pinzernone (tra 1100 e 950) e che è occupata da una lunga serie di doline; forse anche una a nord dei Monti di Nava e di Brente (Tremezzina) dove le marne retiche (d'altronde, in queste vicinanze, interessate da pieghe secondarie e da flessure mai analizzate dai geologi, se non di passaggio, e solo da Repossi), scendono troppo velocemente rispetto alla contigua dolomia norica. E penso che anche il frazionamento morfologico del blocco dolomitico del norico sopra Griante sia determinato da fratture verticali.

Così non è improbabile che corrisponda ad una faglia (con flessura) la depressione Chiasso-Cernobbio che separa il Bisbino dal dosso di Cardina-Mognano ambedue liassici; come certamente la selletta di Monte Olimpino che separa la Cavallasca dal dosso di Mognano e che congiunge la conca che scende a Chiasso da quella che scende al Lario (Villa Olmo) è in corrispondenza del contatto anormale d'una stretta fascia cretacica compresa tra il lias del dosso di Cardina e la gonfolite oligocenica della Cavallasca.

La sinclinale coricata e schiacciata dell'Alpe di Mendrisio-Val Salorino. KK = calcari liassici; R = radiolariti; M = maiolica; GG = Linea del Generoso. Morfologia molto blanda e ad altitudini quasi eguali in tutti i tipi di roccia (da BERNOUILLI).

Quanto alle PIEGHE, la tendenza generale è la direzione ONO-ESE; solo al nord-est vi è una tendenza alla NO-SE e, soprattutto, verso la bassa Val Breggia vi è una tendenza anche alla direzione nord-sud (direzioni incrociate?). In ogni caso vi è una certa corrispondenza di direzione tra le pieghe del nostro territorio e quelle del triangolo Lariano, per quanto le più meridionali di questo tendano alla direzione O-E, pur collegandosi agevolmente alle nostre.

Ecco un elenco delle pieghe interessanti il versante Cerésio e la Val Breggia:

1. Una breve *anticlinale*, forse secondaria, va dalle Cantine di 'Osteno al Dosso di Prai sopra Ponna.
2. Una *sinclinale* va da Santa Margherita, sul Cerésio, al versante sud del Pinzernone; secondo Repossi, e in parte anche Bernouilli, è probabile che prosegua per Ponna, Val Ponna, Boffalora e il M. di Lenno, e forse, ancora più in là, per la Tremezzina e, oltre il lago, per San Giovanni di Bellagio.

3. Una lunga *anticlinale* va dalle Cantine di dentro (Cerésio) al Telo di 'Osteno sotto Scària; forse prosegue per il M. Lúria e per il M. Costone e, secondo il Bernouilli prosegue nella flessura di Colonno e nell'anticlinale del M. Nuvolone, al di là del lago.

4. Dopo 2-3 pieghe brevi e minori, interessanti solo la costiera del Cerésio (Cantine di Caprino), viene la lunga *sinclinale* poco a nord della Sighignola che, per Lanzo e per il Pian delle Noci passa, poi, tra Péllio e San Fedele per giungere a Lura e al Lario (M. Pasquella, Val Camoggia).

5. Seguono, a sud, le due *anticlinali* parallele del Generoso, separate da una piccola sinclinale: una, la più importante, passa a nord del Generoso, interessando il Pesciò, di fronte alla Bocchetta d'Orimento; e l'altra tiene la vetta del Generoso. La prima è forse la stessa che prosegue interessando il Pizzo della Croce almeno fino alla valle Erboggia dove la piega è tagliata trasversalmente dalla frattura Bonello-Erbóggia. Secondo il Bernouilli è forse la prosecuzione d'una di esse che riesce a giungere fino ad Argegno; secondo Repossi quella della Vetta Generoso passa per il Sasso Gordona.

6. Una lunga notevole *sinclinale* corre lungo la strapiombante parete occidentale del Generoso, in alto, tra la linea di Lugano e la linea del Generoso, come si può vedere all'acuta emergenza del Monte di Sant'Agata e alla sporgenza del Sasso Piatto.

7. Come si disse, a sud, in territorio svizzero vi è un *intreccio di pieghe* di cui alcune tendono ad una direzione N-S e altre la solita direzione ONO-ESE. Tra le prime è opportuno ricordare le 3-4 che vengono seguite parallelamente dalla Valle Salorino e dalla media e bassa Val Bréggia. Tra le altre, dirette ONO-ESE, oltre a quelle marginali che da Salorino-Castel San Pietro si dirigono a Vacallo, molto importante si presenta la *sinclinale coricata* Bellavista-Cragno, ben nota per gli affioramenti in piega-faglia di ammonitico rosso, radiolariti e maiolica, che imprimono al paesaggio le tipiche ondulazioni quasi collinose sui ripiani delle Alpi di Mendrisio e di Salorino, parzialmente paragonabili a quelle, tra Como e Erba, egualmente con rosso ammonitico e maiolica, di Merma e dell'Alpe Turati, pur esse in corrispondenza della piega-faglia tra l'anticlinale marginale

di base e la sovrapposta anticlinale del Bolettone; e, mi sia permesso aggiungere, paragonabili ai turbamenti morfologici lungo il tratto tra Caslino d'Erba e il 1° Alpe di Canzo, anche qui in corrispondenza della sinclinale-faglie compresa tra l'anticlinale marginale (Cornizzòlo) e quella dei Corni di Canzo, ambedue continuazione delle altre due viste, da Como a Erba.

E veniamo a oriente, verso il Làrio, egualmente cominciando dal nord.

1. All'estremo nord (Calbiga, Monte di Tremezzo, Crocione) siamo su parte della gamba sud *dell' anticlinale insubrica* dell' alto Làrio. E' noto che secondo alcuni geologi, la gamba nord di questa anticlinale raddrizzata, che ha per nucleo il cristallino dei laghi da Acquaseria a Musso-Dongo, si svolge in corrispondenza della fascia dei calcari norici di Dongo. Le rocce che interessano le montagne del nostro territorio sono: i calcari e la dolomia norica alla base, i calcari marnosi ecc. del retico, la fascia di dolomia a *Conchodon* e, finalmente, in sommità, i calcari liassici. Nessuna prova si ha che la valle di Menaggio-Porlezza coincida con una faglia.

2. Poco a sud, s'allunga la *sinclinale di Mezzegra*, quella che determina la sommersione della dolomia norica nel Golfo della Tremezzina, tra Lenno e Tremezzo.

3. Ancor più a sud, subentra *l'anticlinale di Ossuccio*, quella che fa riemergere dal lago la penisola norica di Lavedo (sulle cui sponde rocciose appare il nucleo dell'anticlinale) e l' isolotto, egualmente norico, dell' Isola Comàcina. Può essere collegata questa anticlinale a quella a nord di 'Osteno? La cerniera di questa anticlinale sembra quasi coricarsi a sud in corrispondenza di Colonno, formando quindi una flessura. E' notevole il fatto che tanto sulla sponda opposta del Cerésio, quanto a Barni in Vallassína, la cerniera della stessa anticlinale (o di anticlinali minori vicarianti) diventa una flessura con naturale verticalità degli strati rocciosi di dolomia Conchodon.

4. Più a sud di Colonno si entra nella *sinclinale* che passa al *M. Pasquella* per la Valle di Pigra. Si può collegare questa

sinclinale, sia pure attraverso il fratturamento di cui sopra, alla sinclinale probabile di Castiglione-San Fedele?

5. Segue l'*anticlinale* di Argegno la cui cerniera è tagliata da una frattura e che è forse collegabile con una delle pieghe del Generoso, attraverso il San Zeno che sorge, come un cono vulcanico tra le due valli-fratture dell'Erboggia e di Schignano.

6. *Sinclinale* grandiosa è quella che va dall'Alpe di Schignano all' insenatura di *Brienno*, direzione O-E, e che forse continua sull'opposta sponda del Lario nella sinclinale del Tivano; e qui presso si hanno alcuni turbamenti strutturali che tipicamente influiscono sulla morfologia, tra cui soprattutto il turrito Sasso Gordona, dagli strati fortemente selciferi, nettamente orizzontali.

7. In corrispondenza della *Punta Torriggia e del Colmegnone*, seguendo le sezioni visibili lungo il lago, si nota una certa costanza nella stratificazione orizzontale o a immersione a sud; è mia impressione che si tratti della gamba sud d'una *anticlinale* da connettere a quella che segue l'alta val della Grotta con direzione O-E e che, stando al Bernouilli, a occidente devia rapidamente verso sud parallelamente alla Breggia, tra il Bisbino e il torrente.

8. Altrettanto dicasi della successiva *sinclinale* sul versante N e O del Bisbino che prosegue, probabilmente tra Urio e Moltrásio.

9. Dal De Sitter si ricava che la linea generale delle pieghe prealpine è seguita regolarmente anche dalla *Flessura frontale giurassica*, corrispondente alla fascia di colline pedemontane solcate poi in conche dall'azione escavatrice glaciale, da noi corrispondente alle depressioni di Balerna-Chiasso, di Como, dei laghi pedemontani (Alsério + Pusiano, Annone + Oggiono, Brivio).

II. - Considerazioni sui rapporti tra struttura geolitologica e catene-solchi.

Per comodità di lavoro, distingueremo nel nostro territorio tre regioni: quella montuosa settentrionale, che si stende a nord-est della depressione della Valle Intelvi, culminante all'estremo nord-est con il gruppo del Calbiga-Monte di Tremezzo-M. Crocione

sui 1700 m; la depressione della Valle Intelvi; la regione montuosa, più estesa e più complicata, a sud, culminante ad occidente colle cime del Monte Generoso, egualmente sui 1700 m. Mi sembra necessario, prima di inoltrarmi nell'argomento, dare una descrizione dei singoli tre territori. Alla fine esamineremo poi, per tutta la nostra regione, i rapporti tra rilievo-depressioni e pieghe-faglie.

1. Regione a nord-est della Valle Intelvi.

In questo gruppo montuoso, la catena principale va dal Monte di Tremezzo (1700) a nord, dominante sia il centro-lago del Làrio sia la Val Menàggio, al Monte Pasquella (1331) dominante sia il Lario di Como sia la Valle Intelvi. La linea risulta planimetricamente molto ondulata, in rapporto soprattutto allo sventramento operato da 3 torrenti che scendono direttamente al Lario e da un lungo torrente le cui acque scendono nel Cerésio dopo aver toccato la Valle Intelvi ed essere confluite con quelle del Telo d' 'Osteno. I tre torrenti sono: anzitutto il *Perlana* derivato dalla riunione di 5-6 torrenti di 1° e 2° ordine che hanno scavato nella massa liassica altrettante vallette; grandioso è l'alto territorio a largo imbuto compreso tra il Monte di Tremezzo (1700) e il Monte Duaria (1447) e che ha per testata il Calbiga (1698); e imponente si presenta, poco sopra il lago, a Ossuccio, una formazione deltizia emersa poggiante su argille lacustri interglaciali e coperta da morenico; delta, la parte laterale sinistra della cui unghia ha servito a saldare alla terraferma la vecchia isola (di dolomia norica) del Dosso di Lavedo (332). Molto più semplice e più piccola è la *Valle di Sala* che dal M. Duaria (1447)-Alpe di Colonno (1322) scende ripidissima a Colonno. Più piccola, ma non meno complicata della Val Perlana è la *Valle della Camoggia*, molto ramificata in alto, compresa tra il dosso dell'Alpe di Colonno (1322) e il Monte Pasquella (1331). Tre valli largamente penetrate nel quaternario da lingue glaciali della colata lariana che vi hanno abbandonato grandi depositi morenici, alcuni dei quali in demolizione da parte delle acque selvagge (Alpe di Sala). Dal Monte di Lenno (1569) si stacca una catena secondaria, diretta a OSO, formata essenzialmente di dossi tondeggianti sui 1200-1100 m (Dosso di Prai 1189, Dosso Alpe di Ponna 1200) separati da calme

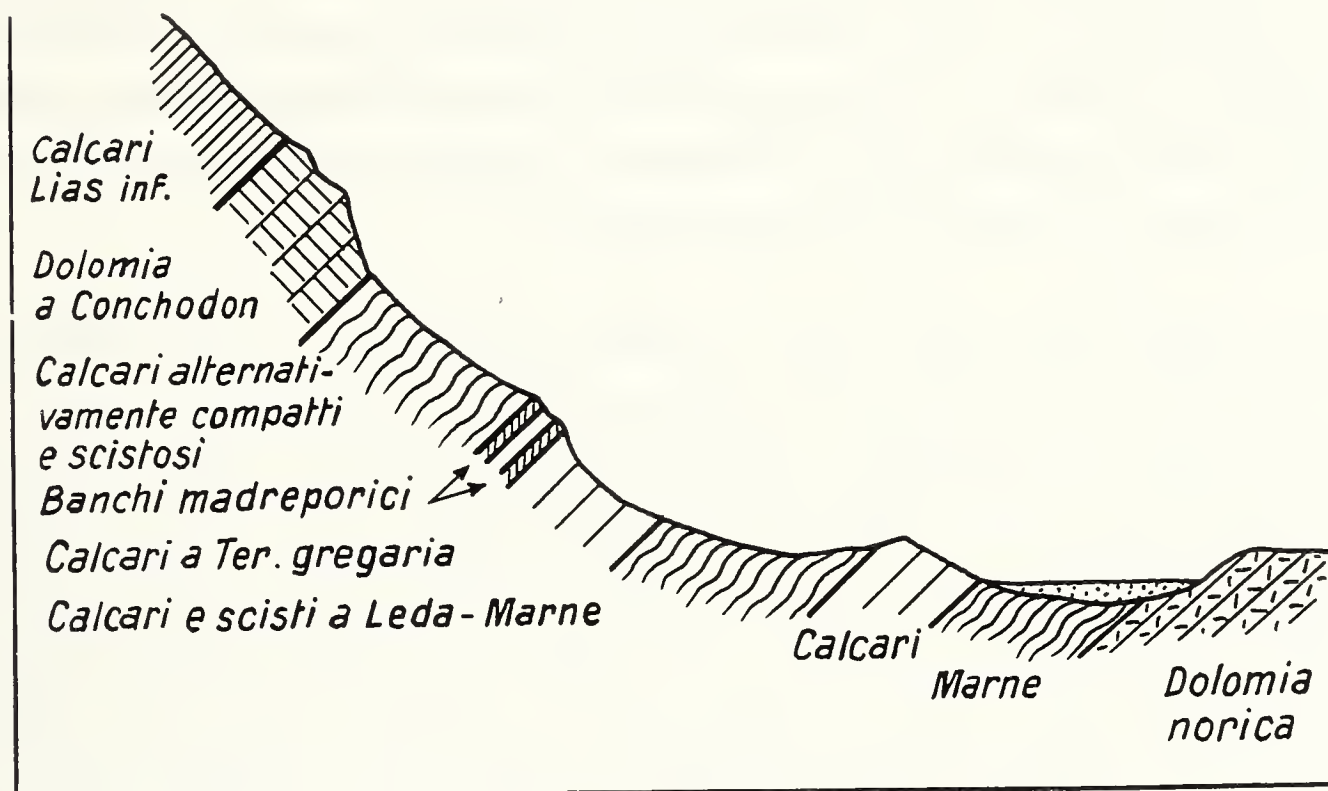
selle, che giunge ai piani sovrastanti ai tre villaggi di Ponna (sup., di mezzo, inf.).

Tra questa catena secondaria, tutta dossi, e la catena principale, che si presenta leggermente terrazzata tra i 900 e gli 800 metri, corre verso occidente il solco quasi rettilineo della *Valle di Ponna* che ha le sue origini alla sella, cosparsa di morenico, della Boffalora, a 1230 m (dove la nostra valle è chiamata Valle dei Rovasci); scende, non ripido, fino al Ponte di Ponna, a 800 m (dove diventa Val di Ponna e il torrente assume il nome di Livone); e qui il solco s' incassa ancor più profondamente e, cambiata la direzione, si avvia al nord tendendo ripido al Cerésio, stranamente parallelo al Telo d' 'Osteno al quale si unisce solo oramai poco prima di giungere al lago. Rettilinea, la Valle di Ponna è percorsa da un fiume rettilineo che riceve da ambo i versanti il contributo di torrenti generalmente semplici e paralleli e disposti a due regolari rastrelliere: più brevi, ma più numerosi quelli di destra che scendono dai bassi dossi della catena secondaria, più lunghi e qualcuno anche con qualche ramo secondario, quelli che scendono dalla catena principale.

All'esterno del gruppo, dalla Tremezzina alla Sella di Menaggio (400 m), all'ampia valle che scende al Cerésio (271) e fin quasi a 'Osteno, il versante è intaccato da solchi di torrenti che non sono riusciti a scavarsi dei grandi valloni come quelli visti sopra: complicati quelli che scendono dal Monte di Tremezzo-Dossone verso la Tremezzina, in rapporto anche alla maggiore complicazione litologica (dalla dolomia norica del Dossone alle marne retiche di Nava, al ripido costone di dolomia infraliassica che da sotto il M. Crocione scende verso il Làrio a Colonno e verso il Cerésio di fronte a Porlezza, ai sovrastanti calcari selciosi e marnosi liassici delle sommità); più semplici quelli che scendono nella Val Menággio e poi nel Cerésio, anche se più lunghi e anche se 2-3 hanno tentato uno sventramento in alto, senza però riuscire a ottenere ciò che venne ottenuto dai tre torrenti che scendono al Làrio comasco visti sopra, quali il torrente del *Vallone*, che tiene separati in basso i villaggi di Bene Làrio e di Grona, il *Tremezzalo* e il torrente di *Santa Giùlia* che sono riusciti a costruire due piccoli delta sul Cerésio, ambedue interessanti ormai solo i calcari liassici, dalle cime (1500-1700 m) al lago (271).

Rapporti tra orografia e pieghe.

Le catene, dunque, sono dirette: verso SO la principale, quasi verso O la secondaria; ed altrettanto quasi verso O è la direzione del solco più tipico, cioè della Val Ponna. Invece la direzione delle pieghe è, in linea generale, ONO-ESE dalla zona di 'Osteno alla zona di Ossuccio.

Quindi non vi è un rapporto tra la direzione delle pieghe e quella delle catene, salvo, forse, parte della Val Ponna e Boffa-

Sezione geologica dai calcari liassici del Monte Calbiga (a sinistra), alla dolomia norica della Val Menaggio (da Repossi). Qui non sono indicate le pieghe che interessano gli strati retici sotto il M. Crocione.

lora le quali non solo seguono la direzione, ma quasi coincidono anche con la sinclinale che sale dalla Tremezzina per giungere al Cerésio poco sotto il Pinzernone; ma non si può dire con certezza che il Monte Sertore (1337) e il Monte Luria (1293) coincidano con l'anticlinale che dallo sbocco dell'Acqua Marcia presso 'Osteno si dirige verso ESE giungendo forse fino a collegarsi con l'anticlinale di Ossuccio-Lavedo, che si corica a flessura sopra Colonno. Ma, ad ogni modo, in contrasto vi è il fatto del M. Pasquella per il quale passa la sinclinale della Val Camóggia. Si tratta quindi, credo, solo di coincidenze fortuite e, ad ogni modo, molto limitate.

Quanto al gruppetto Calbiga-M.te di Tremezzo, il più elevato di tutto il nostro territorio, esso corrisponderebbe anche a una forte elevazione strutturale, qualora non si accettasse l'ipotesi che fa parte della gamba sud dell'anticlinale insubrica meridionale la cui gamba nord passa per la Valle Albano (calcari norici di Dongo) e la cui cerniera corre molto più a nord di Menággio, in ambiente cristallino. Tuttavia è evidente che, lungo il lago alla Tremezzina, la depressione di Mezzegra-Azzano determina la sommersione della dolomia nòrica di Griante; il successivo sollevamento nell'anticlinale di Ossuccio e Colonno determina il riaffiorare, sia pure in blocchi, del dosso di Lavedo e dell'isola Comàcina, saldato il primo alla terraferma dall'imponente delta emerso interstadiale del T. Perlana, rimasta isola la seconda per insufficiente colmamento alluvionale ([2]).

2. Il Territorio a sud della depressione della Valle Intelvi.

Il motivo orografico fondamentale è la conseguenza d'un notevole motivo idrografico rappresentato dal *lungo solco del T.te Breggia* diretto da nord a sud e occupante, con le valli minori confluenti, gran parte del territorio. Ai due lati s'affiancano le catene del Generoso (1701) a occidente, e del San Bernardo-Bisbino (1351-1325), dirette, naturalmente anch'esse, da nord a sud, sia pure con linea planimetricamente ondulata la seconda (più in conseguenza dell'azione demolitrice degli affluenti della Breggia che dei torrenti che scendono al Làrio, anche se tre di questi hanno un certo sviluppo), alquanto più rettilinea la prima, quella del Generoso; due creste fondamentali legate al nord da una linea di testata costituita di cime e di depressioni comprese tra il Monte di Orimento (1391) e il M. di Binate (1279), diretta da NO a SE.

La Valle di Muggio (o della Breggia) è una delle poche valli prealpine comasche che non fu occupata nè da ghiacciai propri, e ciò le è in comune con quasi tutte la altre valli unicamente prealpine, nè da ghiacciai provenienti dalle Alpi. Solo alla te-

---

([2]) Sulla sponda opposta, in corrispondenza della dolomia norica si hanno due brevi anticlinali successive separate da una faglia: M. Nuvolone, Grosgalli; qui non pare vi sia altrettanto, a meno che le pieghe degli strati retici non siano la derivazione della faglia che nel triangolo lariano separa le due anticlinali.

stata, da una sella sui 970 m che collega la Valle Intelvi (Casasco, Schignano) con la nostra, è penetrata una lingua del ghiacciaio Lariano fermandosi però molto in alto; e solamente dallo sbocco sopra Mórbio cioè fino a 550 m, è penetrato dal basso un lembo di destra della fronte dello stesso ghiacciaio, attraverso la depressione di Chiasso, avviata alla Val Faloppia e a Olgiate Comasco. Quindi, priva di morenico per quasi tutto il suo percorso, si presta ottimamente per l'esame dei rapporti tra struttura e morfologia non di costruzione oltre che per una ricerca di terrazzi ciclici o, per lo meno, non influenzati da morfologia glaciale, sia d'erosione sia di deposito. L'alta zona sorgentizia trovasi a soli circa 1350 m ed è rappresentata da uno stretto pianoro sui 1350 m che costituisce la sommità pianeggiante del Sasso Bovè che guarda sulla Val Mara, chiamato il Barco dei Montoni. E' accompagnata attorno da selle e da cimette tondeggianti che non riescono a raggiungere i 1400 m (M. Orimento 1391), salvo alla destra idrografica dove ha inizio un costone che, più o meno lentamente sale ai fastigi del Generoso (1701). Si può chiamare alta valle quel tronco che arriva, scendendo a sud, fin sotto Scudelatte, dove il torrente Breggia (o *Brengia*, come si dice in dialetto) riceve le acque della Vallaccia: e in questo tratto, nettamente diversi si offrono i due versanti: da destra 4-5 costoni paralleli alquanto ripidi, che si diramano dal crinale settentrionale del Generoso, separati da valloni molto ripidi; a sinistra pendii lenti che scendono da due montagne successive: tondeggiante il Monte Orimento (1391), allungato e ovale il Pizzo della Croce che raggiunge quasi i 1500 m (1491). Il tratto medio della valle, chiamata anche, qui soprattutto, Valle di Múggio, quasi esattamente diretto da N a S, ha inizio con il ponte sotto Scudelatte, oltrepassa Múggio arrivando fino a Mórbio, dove ha inizio l'ultimo tronco, ormai diretto alla conca di Balerna-Chiasso e, poi, al Làrio (Cernóbbio). Da destra riceve le acque, prima da una parte del tronco meridionale della costiera del Generoso, poi solamente da 4-5 vallette che scendono dai Dossi sui 1100 m che fanno da corona alla Valle dell'Alpe di Salorino. Invece da sinistra l'alimentazione maggiore viene dalla lunga e ramificata Valle della Grotta, la testata del cui bacino va dal tranquillo Prabello, sotto il Sasso Gordona, al Bisbino penetrando talmente nella struttura da lasciare poco spazio alle opposte valli che scendono, dirette al

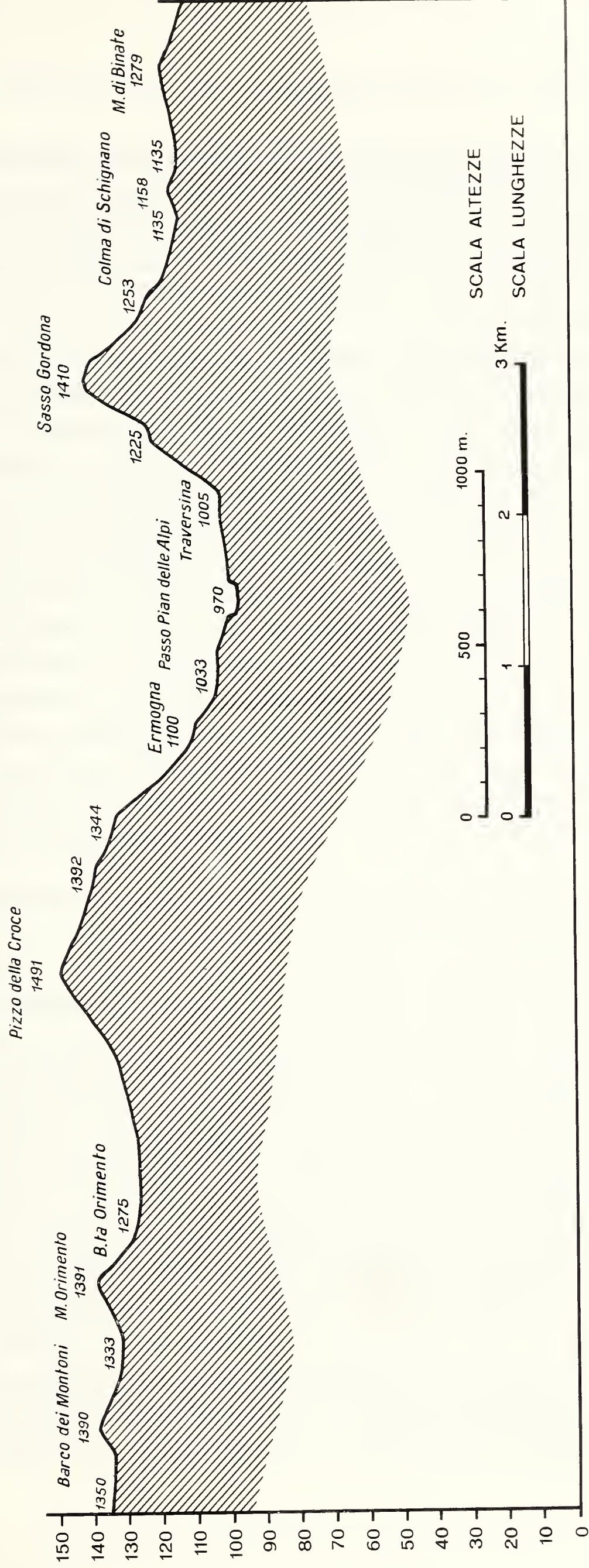
Làrio, se non piegandosi, come avviene per la Valle Ortighe-Càrpino (Brienno) e per la Valle di Ùrio (Carate-Ùrio).

La bassa Bréggia corre ormai sulla mensola cretacea della flessura geologica; dopo di che, tagliando, oltre che la roccia di base, anche un materasso di conglomerato forse villafranchiano, scende nella pianura di Chiasso per giungere definitivamente nella piana di Cernóbbio, e qui gettare le sue acque nel Lário.

Ai due lati della Val Breggia a sud si affiancano due valli minori: la *Valle dell'Alpe di Salorino*, le cui acque scendono a Mendrísio per deviare, giunte nel piano, verso nord e immettersi nel Cerésio tra Capolago e Riva San Vitale; e le due valli subparallele *Colletto* e *Greggio*, che scendono dal Bisbino per raggiungere, unite, direttamente il Lário, tra Cernóbbio e la foce della Bréggia. Nel primo caso, a Bellavista la costiera del Generoso prosegue diritta separando la Valle dell'Alpe di Salorino dal Cerésio e dal piano alluvionale che va da Mendrísio a Capolago, mentre da Bellavista si stacca la lunga e bassa dorsale ondulata che separa la Val Salorino dalla media e bassa Bréggia. Nel secondo caso, dall'Alpe Piella la rettilinea costiera della Madrona fa altrettanto, separando le due valli del Bisbino dal Lário, a nord di Cernóbbio, mentre dalla vetta del Bisbino scende al sud un costolone secondario che separa le acque della Bréggia da quelle delle due valli minori orientali.

Al nord, a oriente, dal Monte di Binate si stacca una costiera che s'allunga verso nord, fino a scendere nel Lário poco a sud di Argegno, separando nettamente le acque del F. Telo d'Argegno dall'aspra ed elevata sponda del Lario a sud di Argegno.

Invece la separazione dei due Telo, in alto, è quanto mai incerta e segue una linea che dal Monte di Orimento (1391) scende alla Sella di San Fedele passando per le Bollette e il Monte di Prada.

Totalmente diversa è la costiera occidentale, che si potrebbe chiamare della Sighignola (1302) e che va dal Pinzernone (o Monte Cecci) a Maróggia, divisibile in due tronchi nettamente diversi: il primo va dal Pinzernone alla Sighignola, solo con questa cima elevantesi a 1300: un susseguirsi di cime sui 1100 m, separate da selle o da pianori, largamente coperti di morenico, depresso sui 950-1000 m; tutto costituito di calcari liassici, intensamente piegati, con pieghe e strati perpendicolari alla direzione

Da NO (a sinistra) a SE (a destra). Profilo morfologico della testata dall'alta Val Breggia all'alta Val della Grotta attraverso la sella del Piano delle Alpi, per mezzo della quale si passa dalla Valle di Schignano alla Vallaccia, e cioè dalla Valle Intelvi alla Val Breggia. Solo attraverso la depressione Ermogna-Traversina la colata glaciale Intelvi riuscì a penetrare, per poco, nell'alta Breggia.

della costiera, cioè verso E o SE, mentre questo tronco di costiera è diretta da NE a SO; l'altro va dai piani di Arogno (alle falde della Sighignola) fino a Maróggia, ed è rappresentato presso Arogno da formazioni del trias medio (dol. ladinica, marne carniche, dolomia norica, ecc.), e poi dal lungo dosso ovale tutto fatto di vulcaniti permiche.

E qui siamo ormai entrati nella struttura varesino-luganese, perchè da Arogno e vicinanze passano le due notevolissime linee di faglia di cui si è detto: quella di Lugano-Capolago che ha determinato l'abbassamento della struttura comasca rispetto a quella luganese, e la linea del Generoso che ha determinato l'accavallamento del Generoso-Schignano sul basamento, egualmente in prevalenza liassico, del Bisbino-bassa Bréggia-Salorino. La parte settentrionale della bassa costiera di cui si è detto, elevata di solo 100-200 metri sull'altopiano di Lanzo, costituisce la sponda di sinistra del Telo di 'Osteno, mentre il tratto che va dalla Sighignola a Maróggia costituisce la sponda destra del T.te Mara; invece, mentre è basso e calmo anche il versante destro del Telo, asperrimo è quello di sinistra del T.te Mara e relativamente molto elevato, ma questo solo perchè il torrente scende rapidamente verso il lago mentre il Telo per lungo tratto percorre, terrazzando, l'altopiano.

Torniamo al nostro problema: *in questo territorio le catene maggiori o minori, seguono l'andamento delle pieghe?*

Già si è detto di no per quanto riguarda la costiera Pinzernone-Maroggia; altrettanto valga per la costiera del Generoso e per tutta la costiera orientale. Invece la costiera che va dal Monte di Orimento al Pizzo della Croce fino alla testata della Vallaccia coincide come andamento e come posizione con una anticlinale che, però è diretta trasversalmente alla stessa costiera. La testata della valle dell'Alpe di Salorino coincide con la fascia dell'unghia della scaglia del Generoso che poggia sul sustrato. Se poi nella fascia delle valli Salorino e bassa Breggia diamo maggior valore alle pieghe N-S (generale immersione degli strati a ovest) anzichè a quelle O-E, si potrebbe parlare d'una certa coincidenza, non di sinclinali con solchi e di anticlinali con costiere, ma almeno di solchi-costiere con direzione di pieghe, per quanto anche su questa conclusione mi permetto esprimere i miei dubbi. E' però innegabile: che le vette del Generoso corrispondono a un pezzo del

culmine delle due anticlinali del Generoso; che la vetta del Pizzo della Croce (1491) coincide con un tratto d'una delle anticlinali del Generoso; che altrettanto si deve dire del Monte dell'Alpe Pesciò (1429) sopra il Barco dei Montoni; che il Sasso Gordona (1410) coincide con l'elevarsi a gobba piana d'una piccola anticlinale; che lo stesso Colmegnone (1383) coincide col culmine d'una altra anticlinale; che il conico San Zeno, tipicamente emergente a guisa di vulcano, tra le due valli di Schignano (Pissarolta) e di Erbóggia, coincide col culmine di una breve anticlinale forse collegabile a quella del Generoso; che la parte media e bassa della valle del Cárpino (Brienno) coincide, almeno nella parte bassa con l'asse d'una evidente sinclinale; che la parte alta delle due valli opposte, del Cárpino e di Úrio, segue ciascuna l'andamento delle due opposte gambe dell'anticlinale del Colmegnone; che la Valle dei Cugnóli, che scende dal Generoso (Sasso Bianco) a Róvio, coincide con la breve sinclinale compresa tra le due anticlinali del Generoso.

Concludendo: salvo casi particolari mi pare che non si possa parlare di una piena coincidenza tra topografia e pieghe; è certo però che i casi di coincidenza, sia pure rari ed estremamente locali e particolari sono un pò più numerosi qui che nel territorio a nord della depressione della Valle Intelvi. Ad ogni modo il margine meridionale della montagna coincide con una flessura interessante soprattutto il cretaceo superiore e l'eocene.

3. La depressione della Valle Intelvi.

La Valle Intelvi, da Argegno a 'Osteno, non è così semplice come si potrebbe credere. Il versante che guarda al sole è molto semplice, ed è interessato solo da vallette minori, salvo la alquanto lunga Val di Ponna le cui acque scendono, unite a quelle del Telo d'Osteno, al Ceresio. Invece il versante in ombra è molto più complicato, tanto che possiamo considerarlo costituito di almeno quattro parti, in ciascuna delle quali sono penetrate le lingue glaciali provenienti dalle colate derivate dal ramo Lario (Argegno) e dal ramo Cerésio (Osteno).

1. *La duplice conca di Schignano-Casasco,* realmente divisa in due parti separate dal conico Monte San Zeno che si prolunga verso sud collegandosi alla testata delle falde del Sasso Gor-

dona. La conca di Schignano è la peggio esposta (a nord), ma formata da pendii talmente dolci e ampi che è una delle più abitate, anche fin quasi a 900 m; invece quella di Casasco, molto meno aperta, è abitata solo sul versante che guarda ad oriente e soprattutto in alto (Casasco a oltre 800 m).

2. *La Conca di Castiglione-S. Fedele,* il cui fondo fu anche conca lacustre (argille), abitata, sia sull'ampio fondo valle (specialmente a San Fedele), sia sul versante al sole (Lura, Blessagno).

3. *L'altopiano di Lanzo d'Intelvi* sugli 800-900 m, alle sorgenti del Telo d'Argegno e della Mara (che scende a Maróggia); altopiano morenico-fluvioglaciale la cui superficie piana e terrazzata maschera il sustrato roccioso del solito calcare liassico; sul ciglio verso S. Fedele, sorge Pellio Superiore, dominante l'omonimo inferiore. Bassa la costiera che lo separa dal Cerésio (1100), irregolare la morfologia delle cime, sulla sponda opposta, che salgono al Monte d'Orimento (1391) per innestarsi col gruppo del Generoso.

4. *La valle d' 'Osteno* che dalla sella di San Fedele, ampia in alto, si restringe dai terrazzi di Péllio inf. e Laino in giù, per scendere a gradinata ripida al Cerésio, accompagnata ai due lati dai versanti che digradano dai monti di Ponna (Dosso Prai, Teller) e dal Pinzernone. E' caratterizzata da un notevole terrazzamento, e dal parallelismo dei due fiumi Telo e Livone che si riuniscono solo poco sopra 'Osteno, cioè circa 250 metri prima di raggiungere, attraverso un famoso « Orrido », il Cerésio. Numerosi e tipici i villaggi: Rampónio e Verna alle falde del Pinzernone; Ponna sup., Ponna di mezzo e Ponna inf.re sul costone che scende dal Dosso di Prai; Péllio Superiore e Inferiore; e, poi, Laino, su un bel terrazzo dominante i due ripidi solchi paralleli dei torrenti Telo e Ponna.

Della depressione Intelvi, per quanto riguarda il nostro argomento poco si può dire con una certa sicurezza perchè la copertura morenica, fluvio-glaciale e alluvionale è spesso talmente potente ed estesa che riesce difficile e ipotetico il raccordo geologico tra i nostri due gruppi montuosi. Solo agli estremi, dove la rapidità del salto ha impedito che la copertura morenica fosse tanto notevole da mascherare il sustrato e ha favorito la erosione

dei due torrenti nella viva roccia, si può avere qualche dato più preciso. Obliquo rispetto agli strati rocciosi, è il salto del Telo sopra 'Osteno; il Telo sopra Argegno segue l'asse d'una tipica anticlinale la cui cerniera però è tagliata da una frattura. Come già dissi sopra mi permetto formulare l' ipotesi che tutta la depressione Intelvi, da Argegno a 'Osteno, sia la conseguenza, almeno indiretta, d'un complesso di faglie lungo il quale avvenne lo scorrimento della zolla settentrionale (Calbiga-Pasquella) sulla zolla del Generoso, come questa si coricò con la fronte sulla zolla più meridionale (Salorino-Bisbino). La presenza probabile di fratture e di materiale frantumato, accompagnata da depressioni, ha favorito una notevole erosione (dal Miocene, o solo dal primo Pliocene?) preparando quindi il campo alla penetrazione, nel quaternario, delle colate glaciali d'ambo le parti, come, nel caso della fronte del Generoso, la presenza dell'ampia fascia di materiale molto pieghettato e in qualche punto frantumato, ha favorito il modellamento, lungo la costiera della testata di Val Salorino, in morbidi dossi che ritroviamo anche sopra Múggio e nell'alta Valláccia, sempre in corrispondenza della fascia di sovrascorrimento.

4. La morfologia e le faglie.

Siamo così entrati nell'esame dei rapporti tra topografia-geomorfologia e linee di faglia. Anche qui noi avremo bisogno di esaminare partitamente le tre regioni. Del fondo della Valle Intelvi si è già detto, su quel tanto che si può sapere e ipotetizzare.

L'alta Val Mara coincide con una linea di faglia (secondo Repossi); la selletta di San Vitale che congiunge Arogno alle Cantine di Caprino, corrisponde a una o a due faglie parallele; alla linea della faglia di Lugano corrisponde il distacco tra i « Dossi » 777 permici, sopra Rovio, e la rupe liassica del Monte sant'Agata (942); alla faglia composta del Generoso corrisponde la valletta di Salera dominata dal Sant'Agata da una parte e dallo scoglio di Salera dall'altra; e vi corrisponde anche il piano del Sasso Piatto; già si è detto dell' importanza morfologica della formazione intensamente pieghettata e in qualche punto frantumata alla fronte della scaglia Generoso, dalla testata di Val Salorino al Passo Bonello e all'Alpe di Cerano; l' isolamento del

conico San Zeno (1025) tra le due valli di Erboggia e di Schignano, è determinato da due lunghe faglie parallele cui coincidono le due valli nominate, e dalla facile erosione alle spalle, del materiale frantumato dell'unghia della fronte Generoso, tanto che a malapena lo stesso San Zeno venne saldato al territorio pianeggiante delle Alpi di Casasco e di Cerano da un tipico affilato cordone morenico; le stesse due faglie continuano al nord, sopra Dizzasco, formando l' isolamento del Monte Giréglio, compreso tra la Valle del Pìòo e « la Valle » (Blessagno-Lura). Già si è detto della frattura che taglia longitudinalmente la cerniera dell'anticlinale del basso Télo d'Argegno; e altrettanto dicasi di una parte dell'alto Telo, sotto Scária.

Sembra perciò, come vedesi, che nell'evoluzione morfologica delle depressioni (e delle conseguenti emergenze) nel nostro territorio prealpino si debba dare maggiore importanza, diretta o indiretta, alle linee di faglia anzichè alle pieghe.

Potrebbe sembrare strano, invece, che nel territorio meridionale del triangolo lariano, la corrispondenza tra assi delle pieghe e direzione delle catene, non solo, ma anche tra cerniere di anticlinali e catene e tra cerniere di sinclinali e valli (o altipiani) sia evidentissima (catena del Bollettone e ripiani dell'Alpe Turati, ecc., catena del Cornizzolo e dei Corni di Canzo e Valle Ravella; ecc.).

III. - La morfologia e i sistemi altimetrici delle cime.

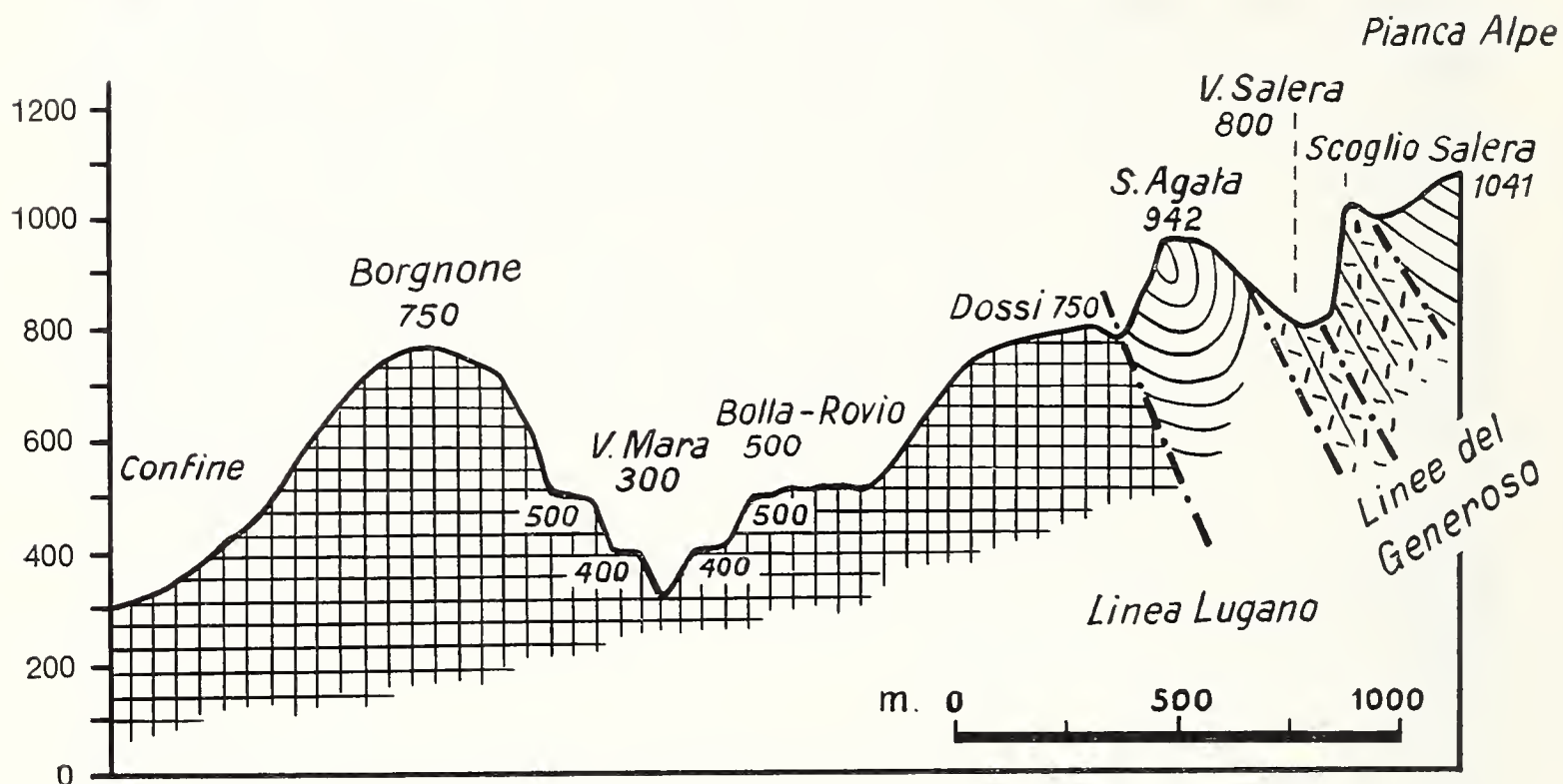
1. - Quanto alla FORMA DELLE CIME, quando si escludano tutte le fasce che guardano strapiombanti sui laghi, intagliate da pochi ripidi valloni e da molti ripidissimi canaloni, la cui ripidità si hanno molti motivi per ritenere che dipenda quasi certamente soprattutto dall'azione glaciale-periglaciale del quaternario, tutto il nostro territorio è nel dominio delle forme alquanto calme. E' mia intenzione di procedere in seguito al calcolo dei valori di pendenza per il territorio in esame; tuttavia, pur esaminando il problema senza l'ausilio di valori numerici, mi sembra che si possa giungere ad una conclusione generale: una morfologia generalmente calma, sia pure aiutata da una struttura litologica alquanto favorevole (calcari liassici, spesso marnosi), ma non

certo favorita dalle numerose pieghe. E questo a livelli che vanno dai 1700 ai 1100 metri, livelli che, come si vedrà, possiamo ricondurre a tre.

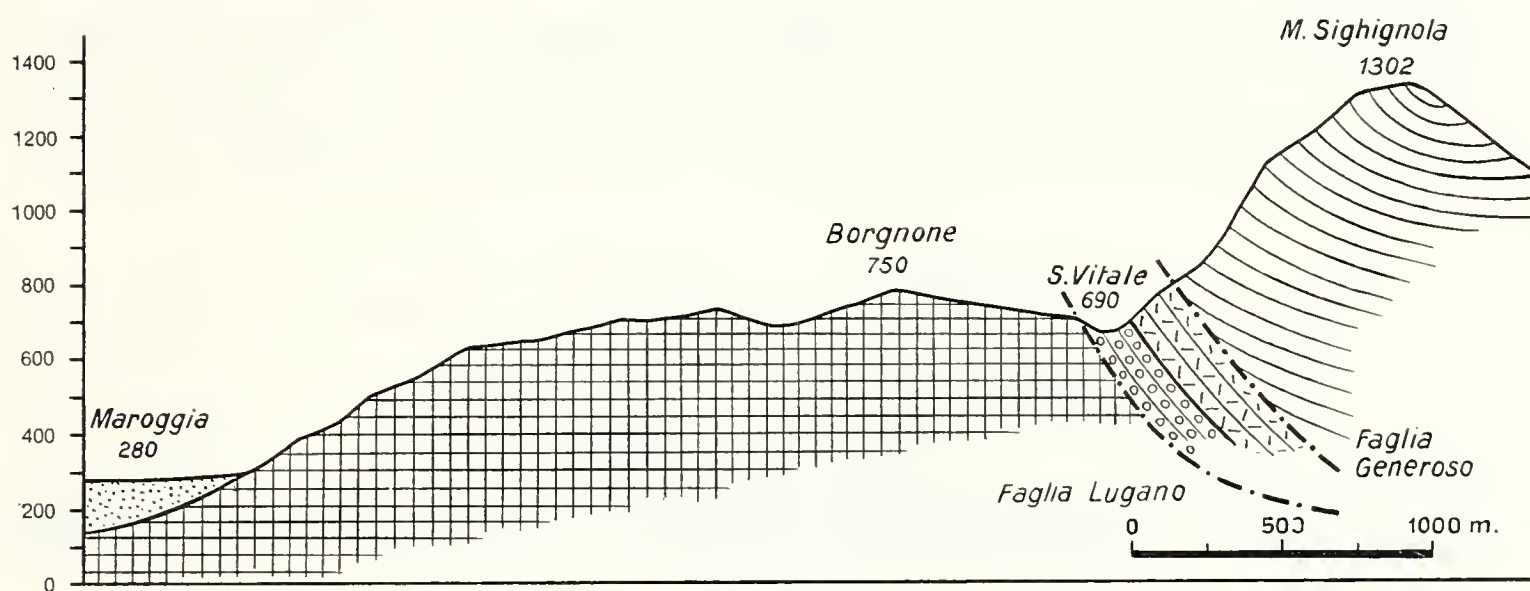
Tuttavia vi sono tre cime che si differenziano, una notevolmente ed è il Sasso Gordona, l'altra meno ed è il Colmegnone, e il terzo ancor meno, ed è il Generoso. Infatti il *Sasso Gordona* (1410) è realmente un torrione roccioso, dalle forme aspre d'ogni parte, ben riconoscibile dovunque lo si veda spuntare, quando specialmente lo si confronti col vicino lungo Pizzo della Croce (1491), dalle forme molto calme. Due mi pare siano le cause fondamentali: la netta orizzontalità degli strati e la composizione litologica, rappresentata da un calcare compatto e, soprattutto, ripieno di vene, strati, noduli, ramificazioni, ecc. di dure selci; in queste condizioni, anche l'altitudine e l' isolamento possono avere contribuito a determinarne la forma. Analogamente si può dire per il *Colmegnone*, ma solo per l'aspro versante che guarda il Lário, quindi in rapporto anche con l'azione glaciale e periglaciale, almeno fino a mille metri d'altezza (ma in parte anche la struttura litologica diversa: calcari marnosi in sommità, calcari selciosi più sotto).

Per il *Generoso* si ha una tipica asimmetria che non corrisponde affatto alla struttura, perchè anche dalla carta del Bernouilli risulta che l'anticlinale del Generoso, trasversalmente spezzata verso il Cerésio, tende ad abbassarsi dall' interno al Cerésio, mentre la morfologia indica pareti sul Ceresio e pendenze non notevoli verso l' interno (salvo in qualche basso canalone che tocca il fondovalle).

Si può dire infatti che quasi tutto il rilievo che accompagna le rive dei due laghi è estremamente aspro, almeno per il Lário, fino all'altezza che vanno dai 1300 m, al nord, fino ai 900 a sud, che è l'altezza raggiunta dai ghiacciai quaternari (ai quali è quasi certo che si debba in parte la rapidità dei versanti per arretramento dei precedenti più antichi versanti). Lungo il Cerésio, oltre alla presenza della enorme parete del Generoso tutta in calcari liassici, la cui morfologia verso il lago è dovuta, oltrechè all'azione glaciale, vorrei dire essenzialmente, almeno come primo punto di partenza, alle due grandi faglie Lugano-Capolago e Generoso, si hanno alcune particolarità morfologiche degne di nota, cui potremo aggiungere altre particolarità viste altrove.

1) Il *Monte di Sant'Agata* (942), tipicamente asimmetrico, dominante Ròvio, è compreso tra la faglia di Lugano, la cui linea passa al limite tra i Dossi (777 m; vulcaniti permiche) e il monte (lias), e una faglia secondaria vicariante della faglia Generoso, seguita dalla valle Salera (800 m) che divide in due un blocco di dolomia norica, di cui una piccola parte giace a franapoggio sul

Sezione geologica e profilo geomorfologico dal Ceresio (sinistra) alle alte falde del Generoso (destra). Selle in corrispondenza delle linee di faglia; asimmetria del S. Agata (inclinazione dei calcari selciosi del Lias); superfici Pliocene inferiore (porfiriti Borgognone e Dossi); terrazzo ciclico pliocenico (Bolla-Rovio); terrazzo inferiore (quaternario?).

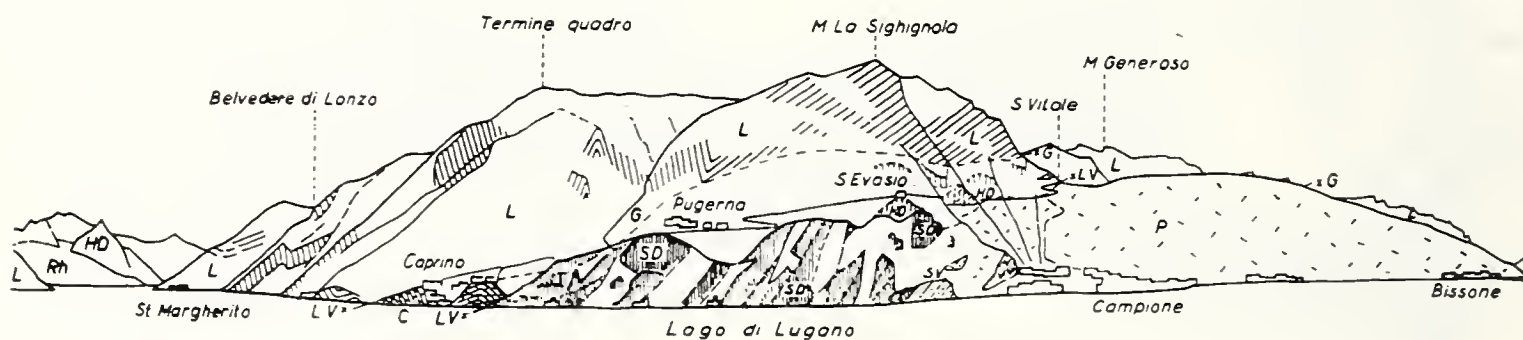
versante orientale del M. Sant'Agata, e l'altra costituisce la parete del Salera che sta di fronte al Sant'Agata. Ma sopra la parete del Salera passa l'altra grande faglia, quella del Generoso, che qui mette a contatto il blocco di dolomia nórica con il lias che sale al Pesciò e all'Orimento: e il contatto anormale è segnato da una selletta. La forma asimmetrica del Monte Sant'Agata è in rapporto alla struttura monoclinale di strati costituenti una piega sinclinale coricata immersa a oriente: versante ovest, di testata, molto ripido, meno quello orientale, di faccia. In ogni caso si noti la corrispondenza tra morfologia e struttura sia dell'asimmetrico Monte Sant'Agata e della parete Salera, sia della valletta che se-

para i Dossi dal Monte Sant'Agata, della Val Salera e della depressione sopra il Salera, in dipendenza, sia pure indiretta, con faglie. Quindi forma giovanile quella del Sant'Agata, cioè ancora legata alla struttura; se il Sant'Agata fosse una delle cime dell' interno, nonostante la struttura, con molta probabilità avrebbe la forma calma che hanno l'Orimento e la quasi totalità delle cime interne di tutto il nostro gruppo, anche se interessate da pieghe acute e complicate e da faglie.

Sezione geologica e profilo morfologico dalla Sighignola a Maroggia (simboli come da cartina geologica). Ripido versante Sighignola (testate, erosione glaciale, faglia); sella S. Vitale (marne raibliane, ecc.); piano ondulato Borgnone (= superficie Pliocene inferiore).

2) *Zona Caprino-Campione-Arogno-Maròggia.* In questo territorio possiamo osservare alcune caratteristiche morfologiche, rappresentate dai seguenti fatti: il lungo e pianeggiante dosso Borgnone che da Arogno si allunga verso Maròggia, sui 700-750 m; l'Altopiano che gli sta di fronte, al di là del T.te Mara, pure pianeggiante sui 750-770 m; la stretta striscia verde di prati, boschi a rocce che da Arògno scende alle Cantine di Caprino, compresa tra il Borgnone e la parete della sovrastante Sighignola; l'asprezza della base di questa striscia sul Cerésio da Campione a Caprino; il terrazzo di Arògno (600 m) che, al di là del T.te Mara, continua fino a Ròvio (500).

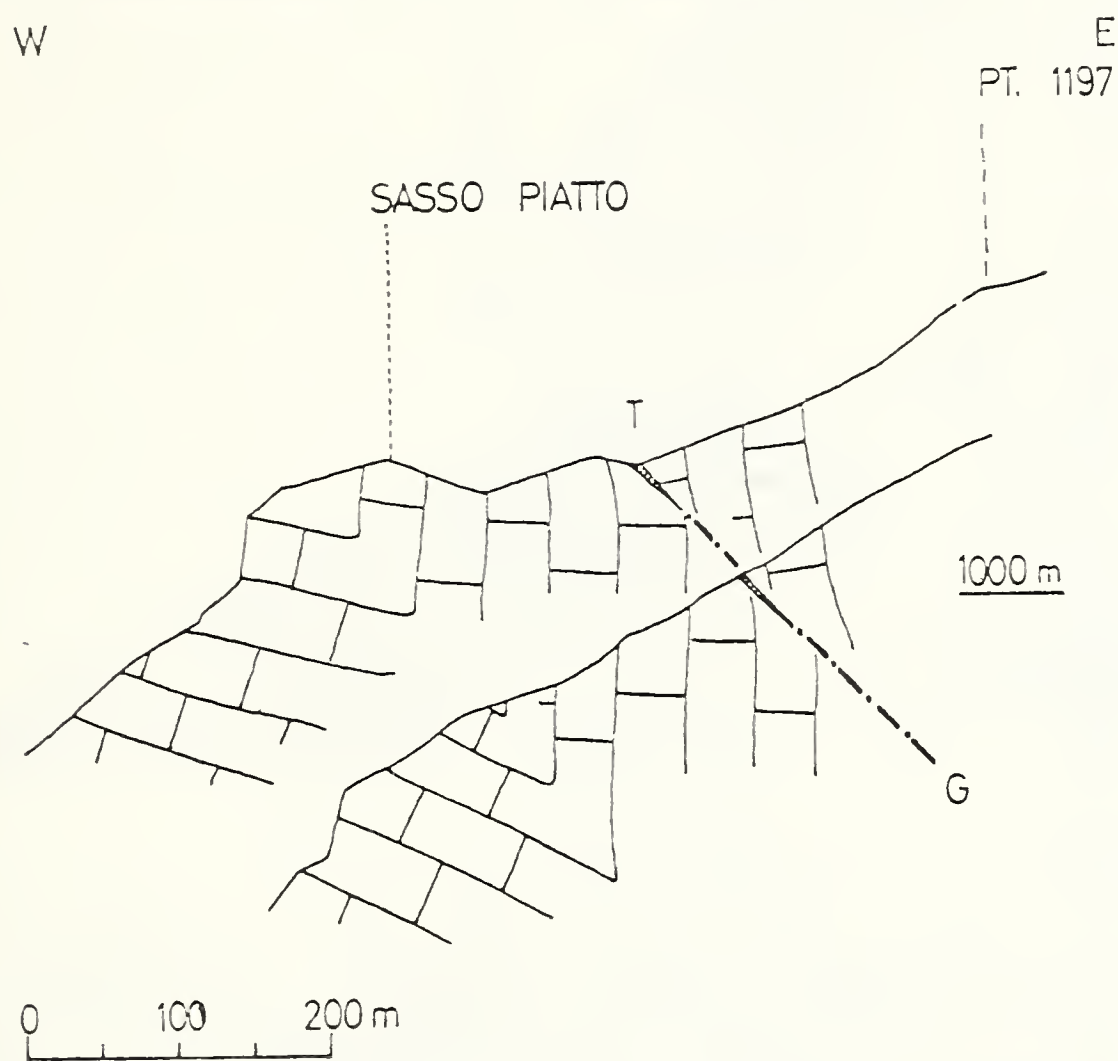
In parte ne è causa la struttura. Il lungo dosso Borgnone e l'altopiano che gli sta di fronte, corrispondono a un blocco di vulcaniti permiche (porfidi quarziferi e porfiriti) la cui originaria

copertura di marne del Servino venne totalmente demolita (da azione torrentizia? da azione meteorica generale? da erosione glaciale? o da 2-3 di questi fattori susseguitisi nei tempi) e che la frattura di Val Mara (secondo Repossi) o l'erosione del T.te Mara spezzò in due parti.

La striscia verde che da Arogno scende, oltre il Passo di San Vitale, a Caprino, è data da un pacco di strati subverticali di rocce che vanno dal Servino (Campione) alla dolomia ladinica, alle fertili marne raibliane e alla dolomia norica, limitata dalle due famose faglie parallele, quella di Lugano e quella del Generoso, le cui linee sorgono dal Ceresio. La parte verde, dove corre la strada, coincide grossolanamente colle marne raibliane; invece

Paesaggio geologico da Caprino (N) a San Vitale (S). C = calcari bituminosi (Carnico?); SD = dolomia ladinica; SV = Servino + Verrucano; HD = blocco di dolomia principale (con lembo di raibliano R); P = vulcaniti permiche (da VONDERSCHMITT). Si confronti con la foto colori.

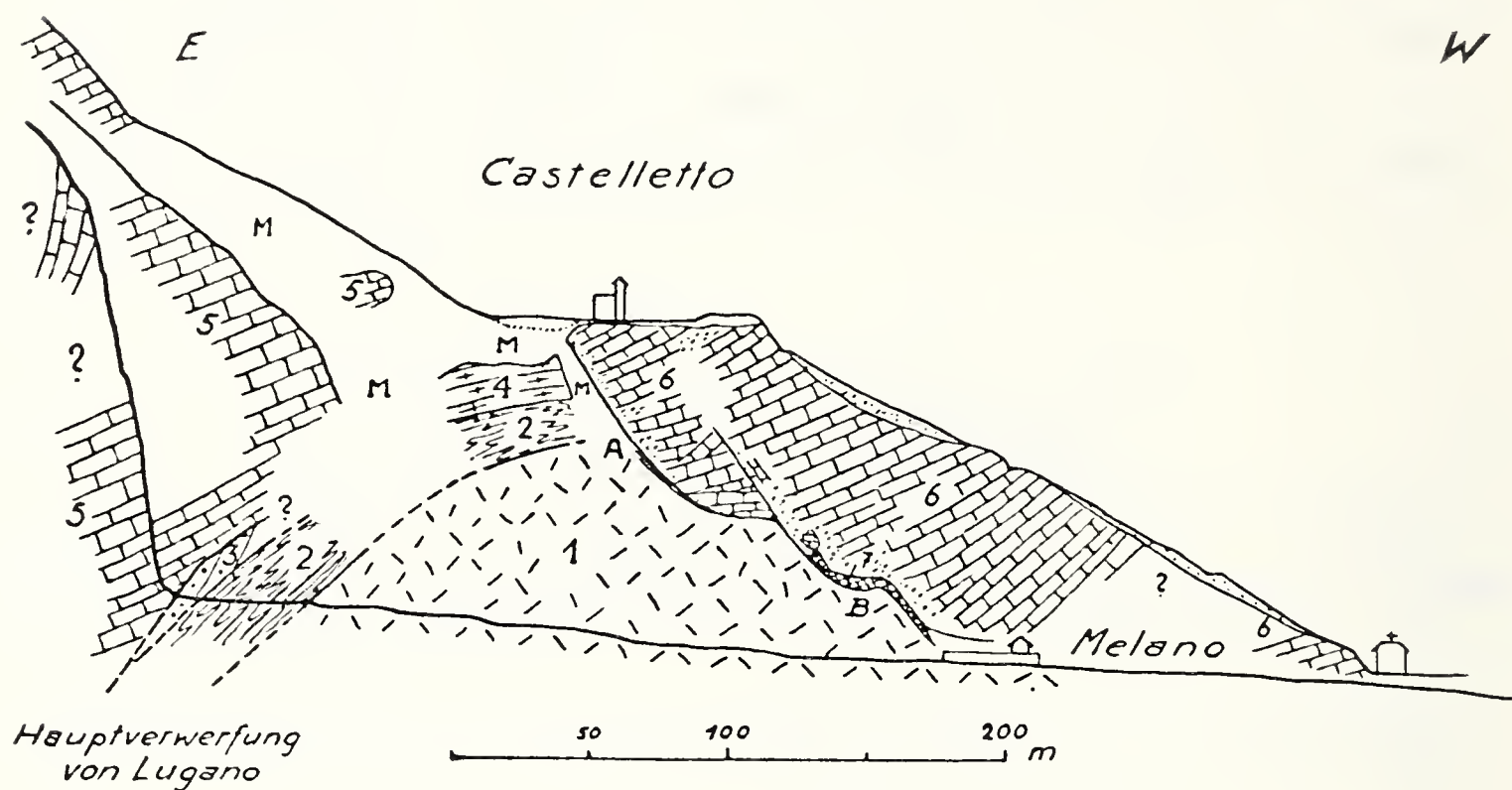
le basse pareti spezzettate lungo il lago coincidono con la dolomia ladinica. La linea del Generoso mette a contatto i blandi pendii di raibliano (e, poco sopra, di dolomia norica bituminosa) con le quasi pareti della Sighignola, mentre la linea di Lugano segue una leggera depressione limitata dalle vulcaniti del Borgnone e che scende alle marne del servino lungo il lago (a meno che, come altri geologi ammettono, il pacco servino-dolomia ladinica faccia ancora parte del blocco luganese-varesino, chè in tal caso la linea di Lugano viene spostata separando il ladinico dal carnico-norico).

La fertile piana di Arògno e quella del fronteggiante Dosso, separate dal solco della Mara, è la parte alta del terrazzo che scende a Ròvio; esso fa pensare, data l'altitudine, a un fondovalle pliocenico. E la ripidità del solco verso il lago può essere derivata, come spesso accade, da erosione torrentizia in un salto

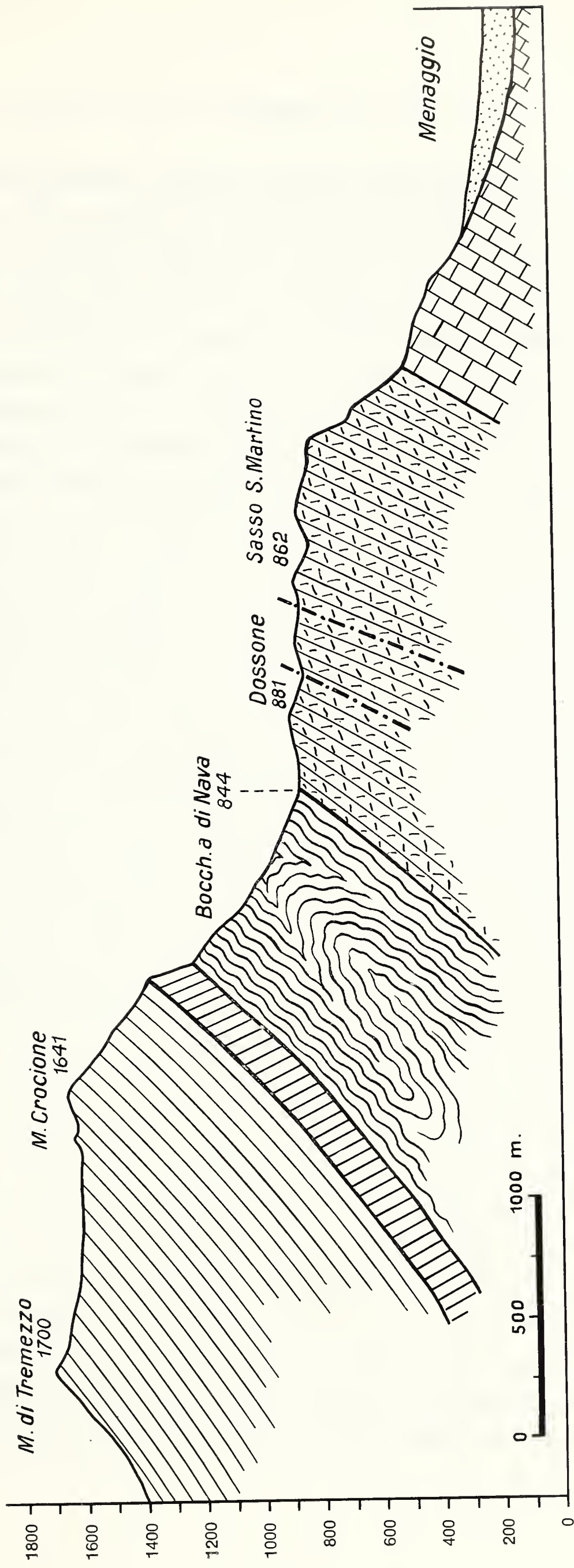
dovuta a regressione dello sbocco normale dell'antica Valle Mara pliocenica per azione glaciale (della colata Cerésio) o periglaciale, od anche da movimenti immediatamente prequaternari: a una decisione in proposito non è possibile giungere se non esaminando regioni ben più estese.

Sezione geologica del Sasso Piatto. TG = linea del Generoso (da BERNOUILLI).

3) Tipico, per forma e struttura, è il *Sasso Piatto* (1093), un breve stretto pianoro che sporge dalla parte del Generoso che guarda su Melano. Il pianoro è scavato in strati verticali liassici che si piegano orizzontalmente nella sottostante parete costituendo così una sinclinale il cui nucleo è visibile sulla punta e che è anzi la prosecuzione della sinclinale del M. Sant'Agata, tanto che, anche qui, tra i ripiano e la sovrastante paretina (che ha una sottile base di trias) corre la linea del Generoso.

4) Sopra Melano è notevole il dosso del *Castelletto* a 433 m. La sua struttura caratteristica venne attentamente esaminata dal Vonderschmitt (1937) il quale scoprì che tra il basamento, costi-

tuito di vulcaniti permiche, e la sopra-struttura che scende a Melano (che è costituita di un pacco molto regolare di strati liassici leggermente immersi a est), vi è intercalato del materiale morenico Ciò sta a significare o che tra le due formazioni vi era una grotta che venne dall'alto riempita di morenico o, come appare più verosimile, che sia avvenuto, dopo l'abbandono del morenico

Struttura e morfologia al Castelletto sopra Melano. 1, vulcaniti permiche; 2, calcari-marne raibliani; 3, dolomia principale; 4, Lias inferiore; 5, Lias del Generoso; 6, blocco di Lias del Castelletto proveniente dal Generoso e scivolato fino a sovrapporsi al morenico (7, da A a B). M = morenico superficiale. Hauptverwerfung von Lugano = Linea-faglia di Lugano; (da VONDERSCHMITT).

sulle vulcaniti, un distacco del blocco liassico dall'alto e il suo slittamento verso il lago, forse favorito della stessa melma morenica. E' un fenomeno che mi è accaduto di osservare anche in Val Cavallina su uno dei dossi sopra Poltragno.

5) Finalmente merita l' esame geomorfologico un ultimo gruppo di monti che guardano sul *centro Lario*, e sulla *Val Menággio*, e cioè sul gruppo rappresentato sulle tre cime più elevate dell' estremo NE: M. di Tremezzo 1700 m, M. Crocione 1641 m, M. Calbiga 1698 m.

Sezione geologica dai Monti di Tremezzo a Menaggio. Il Dossone è interessato anche da fratture verticali e subverticali.

Come costituzione geo-litologica basterà accennare a quanto è conosciutissimo, perchè è estremamente noto il profilo geologico da Menaggio al Monte Crocione; e cioè: calcari marnosi e dolomie del nòrico medio in basso, dolomie compatte del nòrico superiore in alto, marne e calcari marnosi con strati coralligeni del retico più sopra, bianca arida fascia di dolomia a *Conchodon* (che è la caratteristica più appariscente) ancor più sopra e, finalmente, i calcari liassici che giungono in sommità, verdi di pascoli e dalle pendenze non forti. Gli strati, apparentemente e praticamente regolari scendono verso SO, come è reso manifesto dalla tipica fascia di *Conchodon* che s'immerge definitivamente (per il nostro territorio) con strati verticali a Colonno (La Croce - Cà Rossa), sul Lario, e nel tratto piano di Porlezza vicino alle Grotte di Réscia, nel Cerésio per risorgere, sulle opposte sponde: a sud del M. Nuvolone nel triangolo Lariano e al Monte Castello sopra Castello di Val Solda. Per quanto si può riconoscere dall'esame dell'andamento della fascia di dolomia *Conchodon* (che s'allunga sempre esattamente sotto i verdi e non ripidissimi pendii del complesso montuoso liassico), la tettonica è costituita, come già si è visto, da tre elementi: *l'anticlinale-flessura di Colonno,* diretta NO-SE, quasi rovesciata a sud; è per merito di questa anticlinale che la dolomia norica del Dossone di Griante riemerge dal lago, sia pure spezzata, nella penisola di Lavedo e nell'Isola Comàcina. La striscia di *Conchodon* si abbassa dolcemente a circa 400 m nella Tremezzina; e qui si ha la *sinclinale di Mezzegra,* la cui gamba settentrionale sale caratteristicamente fino ai 1400 m sotto il liassico Crocione (1641) per poi ridiscendere al nord, naturalmente con eguale pendenza, per affondare sotto il Ceresio (e riemergere in Val Solda sulla sponda opposta). In corrispondenza dell'asse della sinclinale (che forse prosegue a ONO verso la Sella della Boffalora-M. di Lenno prolungandosi così nella Valle di Ponna e poi nel Pinzernone) si ha la sommersione della dolomia norica, il dominio della fascia costiera piuttosto lenta e larga del lago a circa 370 m in corrispondenza delle marne retiche, abbondantemente coperte da morenico, da alluvioni e, in basso, da depositi lacustri non recentissimi. Invece dove si va innalzando la gamba meridionale dell'*anticlinale insubrica* (Prealpina-Alpina), di cui fa parte il rimanente territorio in questione, si ha il risorgere di tutto il complesso, dalla *facies* calcareo-marnosa del no-

rico medio bagnata dal lago, su su fino ai calcari liassici delle sommità (M. Crocione). Per cui noi qui troviamo: in basso, il pendìo, non ripidissimo, che da Menaggio sale alla Sella di Croce-Grándola (400 m) in calcari marnosi del norico medio, che costituiscono poi quasi tutto il sustrato del fondo-valle Grándola-Porlezza, oltre ai bassi pendii degli sbocchi delle opposte valli Sanagra, Cavargna e Rezzo, compresi i due piccoli rialzi ovoidali che s'allungano ai due capi del Lago di Piano (Castello di Carlazzo e quota 320). Segue, in alto, il rupestre ripidissimo Dossone, tutto in dolomia nórica, compattissima, con cavità carsiche, voragini, vallette chiuse e verdi di prati, doline in sommità, costituito in realtà di 4 dossi, calmi in alto (865, 881, 842, 862) ma ben separati da larghi e profondi solchi forse corrispondenti a fratture, con qualche ripiano forse d'origine strutturale coperto in qualche punto da abbondante morenico, come il caratteristico breve piano del Santuario di S. Martino a 475 m strapombiante sul lago. Uno di questi blocchi è chiamato *Sasso degli Stampi* per la presenza di grossi e numerosi *Megalodon* nella dolomia, somiglianti a impronte di zampe di grossi mammiferi; un altro è il *Sasso di Nava* (il più alto), un terzo è il *Sasso del Pilone* (in mezzo).

Più sopra si ha l'ampia fascia del retico, rappresentato da calcari marnosi, marne, arenarie, e calcari madreporici. Il contatto tra il norico e il retico è ben segnato dal solco della Val Guadina che da Róngio sale alla Bocchetta di Nava (840) e, poi, dalla Valle Palagna che dalla Bocchetta di Nava scende alla strada Menággio-Porlezza; invece il contatto tra il retico e il sovrastante *Conchodon* è indicato solo, ma in modo chiarissimo, dalla differente pendenza: a pareti il *Conchodon*, a più lenta pendenza il retico. Aggiungo che il retico (di cui fornisce un ottimo profilo litologico il Repossi), contrariamente a quanto comunemente si crede, è interessato da strette pieghe, lunghe anche più di 100-200 m. Sul versante Val Menággio la struttura a caratteristica regolare stratificazione con frequente alternanza di marne tenere e di calcari più compatti determina un pendìo a gradinata, dai numerosi obliqui terrazzi selettivi, di cui alcuni sono ben rappresentati anche sulla Tavoletta I.G.M..

Più sopra corre la famosa fascia di dolomia *Conchodon*, somigliante a un caratteristico bianco nastro obliquo che sale dal Lário per scendere nel Cerésio, separando la fascia boscosa con

chiazze prative in basso (retico) dalla verde e non ripida fascia di pascoli in alto fino alla sommità (lias) ([3]).

Altra considerazione: tra la vetta del M. Tremezzo (1700) e il limite lias-Conchodon (1400) vi è la differenza di quota di 300 m; tra la vetta del non lontano M. Calbiga (1698) e il limite suddetto (700) la differenza di quota è di 1000 m; il che significa che l'altimetria di queste cime non segue certamente la struttura tettonica: la fascia scende di 700 metri lungo i versanti ma l'altimetria delle cime rimane pressochè eguale. E poichè non si ha motivo di ritenere che ciò dipenda da un originario aumento di spessore del complesso liassico in questo angolo, si deve concludere per un modellamento di maturità operato dai soliti agenti meteorici. E' una prova di più di quanto s'è detto: altimetria e forma causate da modellamento con raggiunta maturità. Giovanissima invece tutta la ripida fascia rocciosa che si erge dai laghi per centinaia di metri, con ogni probabilità causata, come già si è detto, soprattutto dall'arretramento dei versanti operato dalle colate glaciali che nel territorio in esame raggiungevano, nella fase di massima espansione (Mindel?) gli attuali 1300 metri al nord, almeno i 1150 m al centro e gli 800 m al sud.

2. - Quanto all'ALTITUDINE DELLE CIME, è opportuno distinguere i due gruppi montuosi fondamentali, nord e sud, separati dalla depressione della Valle Intelvi.

Nel primo gruppo (settentrionale) ritengo che si possa parlare di tre sistemi altimetricamente diversi, anche se morfologicamente simili. La loro separazione avviene in corrispondenza o in vicinanza della Sella di Boffalora (1230) che è la maggiore depressione del gruppo e una delle tante calme selle che tengono separate le diverse cime, apertura che, alla testata della rettilinea valle di Ponna, permise ad una piccola lingua del ghiacciaio lariano di affacciarsi alla valle e qui depositare (Mindel e Riss) morenico sparso e 1-2 belle morene.

I tre sistemi sono: quello del *M. di Tremezzo* che comprende le cime Tremezzo, Calbiga e Lenno (1700-1589) e che ha per li-

---

([3]) Questi estesi e uniformi pendii verdi in lias sono in dialetto chiamati *pale* (termine prelatino), come in altre località prealpine lombarde (Grigne) e fors'anche del Trentino e in Alto Adige (Pale S. Martino? Pala Bianca?).

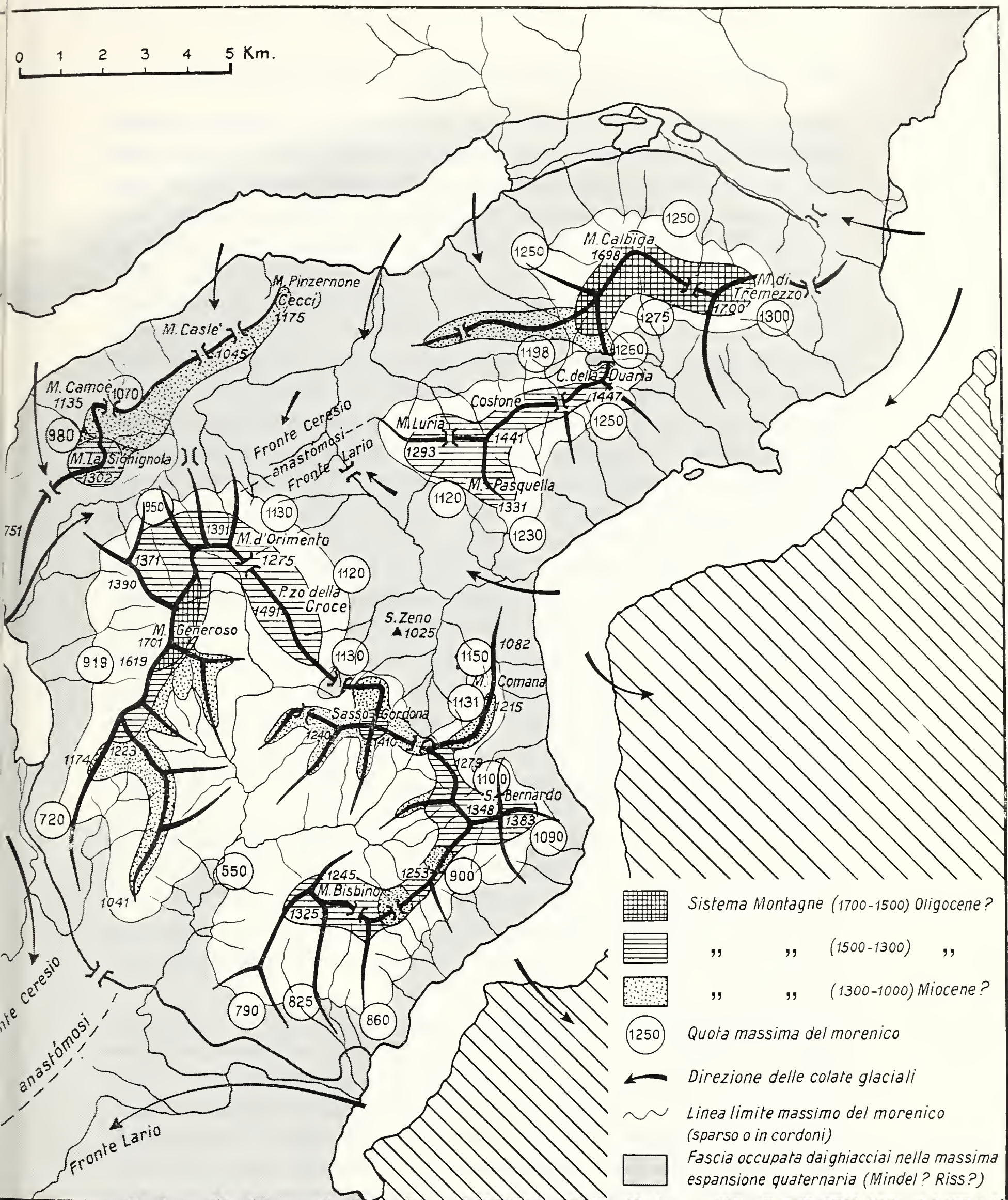
mite i 1230 della Sella di Boffalora; quello del *Duária* che sale dai 1230 della Sella ai 1447 del Duaria, continua fino ai 1331 del M. Pasquella e con il ramo secondario ai 1293 del M. Luria sopra San Fedele; quello del *Dosso di Prai* che, sotto e ad occidente del M. di Lenno, comincia a 1225 sopra l'Alpe di Ponna in vicinanza della Boffalora, e, rettilineo e diretto a occidente, continua per

Uno dei tanti dossi tondeggianti che costituiscono la lunga emergenza Dosso Prai, ecc. (115 m, III sistema).

2 km fin sopra Ponna, tutto dossi tondeggianti e calme sellette, tra i 1190 e i 1100. Questi tre gruppi rappresentano forse tre antichi momenti nella storia geomorfologica del nostro territorio, quando le cime calcaree emergevano ancora tanto poco dalla superficie percorsa dalle acque di provenienza alpina che gli imponenti delta pedemontani (oligocenici) risultavano costituiti ancora in minima parte di materiale calcareo, mentre la quasi assoluta prevalenza era rappresentata da materiale alpino (gneiss prima, e poi ghiandone e tonalite). Anzi la pianeggiante sella che

troviamo ai 1600 dell'Alpe di Tremezzo, presso il M. Croce (1664) e, soprattutto, il pianoro della Bolla di Mezzegra sui 1500, possono forse rappresentare i resti del fondovalle d'allora che, più a valle, venne in seguito trasformato, da ripresa erosione, nella sottostante serie montuosa del Duaria (seconda serie): ma su questa ipotesi dovremo ritornare. Mi preme d' insistere sulle quote elevate tra 1600 e 1500 perchè tanto nel Lário Nord quanto nella Valsássina interna si trovano dei ripiani, carsici o no, a queste medesime altezze (costone del Bregagno, piano sotto il Monte Muggio, Pian delle Betulle, Piani di Bóbbio, Piano di Artavággio) in rocce le più diverse e disposte nei più diversi modi. Più sotto, troviamo dei terrazzi (non morenici) di cui vedremo in altra parte, perchè mentre fin che siamo nelle tre serie di montagne, siamo di fronte ad una enorme difficoltà nel tracciare le linee vallive, quando si giunge sotto la III serie (Dosso Prai) si arriva nella ozna dei veri e propri terrazzi, e quindi in regioni vallive oramai ben distinte, che sono in generale quelle attuali, almeno per quanto riguarda le valli maggiori.

Voglio poi ricordare che meriterebbe un esame particolare la Sella dell'Alpe di Colonno (1322) che si collega alla cima della Duaria (1447) attraverso due tipici dossi elissoidali simili a *humi*, cosa che si può però notare anche salendo dalla stessa sella al M. Costone (1441), ma con minore evidenza.

Nel gruppo meridionale (del Generoso) si ha qualcosa di simile. La serie più elevata anche qui comprende tutte le cime che dai 1701 scendono a circa i 1500, tanto a sud quanto a nord, e in parte anche a oriente della stessa vetta, ma non sulla parete occidentale, perchè se pur v'era qualche testimonianza, questa venne eliminata dal glacialismo, dalle fratture e dalle frane. Sotto la cima, a sud, il piano sui 1600 m e quello sui 1500, a nord-est i pianori sui 1500-1450 dei costoni degli Alpi Pesciò e Squadrina sono forse sincronizzabili a quelli della Bolla di Mezzegra del gruppo settentrionale. E così la seconda serie è rappresentata, oltre che da questi ultimi dossi e dalla isolata Sighignola (1302), da dossi che vanno dai 1350 sopra il Barco dei Montoni fino ai 1325 del Bisbino attraverso il M. Orimento (1391), il Pizzo della Croce (1491), il Sasso Gordona (1410), il San Bernardo (1343) e il Colmegnone (1383), salvo gli abbassamenti di selle attorno al

I tre sistemi di montagne. In grigio il territorio coperto dai ghiacciai (Mindel e Riss). Nei circoletti le quote massime raggiunte dal ghiacciaio Lario-Ceresio (erroneamente la Sighignola venne indicata come coperta dai ghiacciai, mentre era certamente emergente).

Sasso Gordona (1200-1135) e il Monte Comano (1215 nell'alta Valle di Schignano) che entrano a far parte singolarmente dell'età successiva, cioè della terza serie. La terza serie è forse rappresentata dai dossi ondulati sui 1200 che fanno da supporto a oriente e ad occidente del Sasso Gordona (intaccata dalla depressione poco più profonda del Passo al Piano delle Alpi, a 970, appartenenti a un ciclo posteriore) e, soprattutto, dal complesso delle calme ondulazioni collinose disposte ad arco, aperto verso sud, che fanno da corona alla valle dell'Alpe di Salorino, tutte comprese tra i 1100 e i 1300 passando per Bellavista, Alpe di Mendrisio, Dosso delle Mede, Balduana, Dosso dell'Oro, Dosso Bello, Pianelle; e quel rosario di dossi che fa da spartiacque tra la Bréggia e il T.te di Salorino. E persino la parte di costiera che scende dal Generoso e che separa la Val Salorino dal Cerésio-Capolago, è qui meno ripida che più sopra e più sotto; ed è qui che troviamo una parte della fascia molto turbata alla fronte del sovrascorrimento del Generoso, come anche una parte della così caratteristica sinclinale schiacciata di Alpe Mendrisio-Cragno, dove è possibile vedere avvicinati i calcari intensamente piegati del lias, il rosso giurese e la bianca maiolica.

Verso il Cerésio fa parte di questo terzo sistema, oltre il costone ondulato sui 1100 m del Dosso Prai, già visto, anche l'allungato costone ondulato, egualmente sui 1100 m, che fa da bassa muraglia all'altopiano di Lanzo verso il Cerésio.

Tre sistemi di cime allineate, rispecchianti probabilmente 3 età diverse di modellamento, che hanno derivato probabilmente il loro frazionamento in cime distinte dall'erosione normale dei pianori che nel periodo precedente ne univano le odierne cime e di cui si trovano tracce, che possiamo prendere in considerazione solo come ipotesi, sia pure alquanto dubbia.

Per esempio al III Sistema si potrebbero unire i seguenti punti di sommità e di terrazzi: 1240 il lungo sperone del Sasso Bianco proveniente dal M. di Lenno sopra il Cerésio; il terrazzo 1125 presso le Zocchette del M. Lúria; forse la stessa Sella di Boffalora a 1230 e il vicino terrazzo 1200 sotto il M. Duaria; naturalmente i dossi pianeggianti sui 1100-1200 del Monte Ciréggio sotto la Sighignola; il Monte Prada (1108) che dalla parte opposta del M. Luria, domina, come questo, la Sella di San Fedele. E forse uno dei terrazzi-fondivalle della II serie che venne

inciso a formare i dossi della III serie è la superficie che si ottiene unendo le tre cime allungate o pianeggianti o suborizzontali dei tre caratteristici dossi che scendono da sotto il M. Orimento, sui 1200-1300 m, e cioè il Sasso Bove (1350), il Monte dell'Alpe Nuovo (1200) e quello frammezzo (1300). E ancora: dalla costiera-spartiacque che va dal Passo Bonello fino al Monte di Binate, e anche più in là, si staccano, convergenti verso il solco Bréggia-Val della Grotta, delle tipiche dorsali, pianeggianti nelle lunghe sommità suborizzontali, interessate anche da piccole emergenze tondeggianti, comprese tra i 1000 e i 1140 m, che qui ricordo: Colman (1120) dal Passo Bonello, Cardàa (1100) da Prabello, Monti Corno (1060) dal piede dell'aspro Sasso Gordona, dosso 1050 dall'Alpe Carate, Colmanetta, Róccolo e Lovasa (sui 1010-1123) del Bisbino; nella Val della Grotta vi sono terrazziconche più in alto (1245, ecc.). Io penso che tutto ciò faccia parte del III sistema di montagne, quindi il tutto collegabile con la fascia di dossi spartiacque Val Salorino-Val Bréggia; come penso possa far parte dello stesso sistema, sia pure non più emergenti, ma come veri e propri terrazzi vallivi, alcuni ripiani situati sui costoni che dalle falde del Generoso scendono verso la sponda di destra della media val di Muggio, a quote poco più basse; presso Roncapiano 1000, presso Germania del Basilio 980, presso Muggiasca 960. E forse a questo sono collegabili anche altri quasi alle stesse quote, sul versante di sinistra: alla Croce sopra Cabbio 1000, Canéggio 1000, Bernasa 1000.

IV. - I terrazzi in roccia e i loro problemi.

1. Generalità.

Abbiamo già dovuto accennare a questo argomento nel precedente capitolo, forse anticipando troppo, quando abbiamo formulata l'ipotesi del collegamento tra i terrazzi più alti e le tre serie di gruppetti montuosi. Ora dobbiamo riprendere l'argomento, soffermandoci soprattutto sui terrazzi situati a livelli più bassi dei precedenti, appartenenti cioè a periodi in cui le nostre valli erano ormai già formate come tali e già distinte. Qui i dubbi aumentano, sia per l'*origine*, sia per il loro *collegamento*, sia per la *datazione*. Sino a quasi 1300 m all'estremo nord del nostro terri-

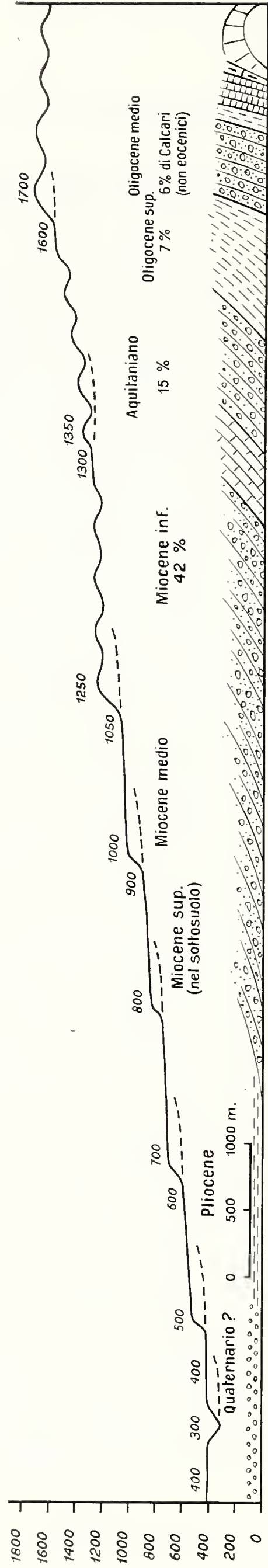
torio e fino a circa 810 metri a sud (a soli circa 550 in Val Brég-gia), tutto venne coperto dalla glaciazione massima (Mindel?); quindi non v'è da meravigliarsi che molti terrazzi in roccia di formazione precedente siano stati totalmente o parzialmente coperti da morenico, che molti terrazzi siano dovuti unicamente a deposito fluvio-glaciale o a riempimento di conche sbarrate da morene o dovute ad altre cause simili; che molti terrazzi in roccia siano dovuti solamente a fatti selettivi; che altri terrazzi selettivi abbiano in seguito costituito tratti di fondovalle acquisiti da successivi fiumi; che altri terrazzi selettivi, stretti, perciò di scarsa considerazione come origine, siano stati ampiamente allargati dal glacialismo. Tutto questo per dimostrare anzitutto la difficoltà di ricerca e di distinzione. Ma il problema diventa più pesante quando si voglia indagare la datazione. Per fortuna ci vengono in aiuto, per questo, come si vedrà, i profili geologici delle formazioni sedimentarie prequaternarie o, meglio, soprattutto oligo-mioceniche, perchè del pliocene nella fascia comasca si sa ancora troppo poco per poter concludere qualche cosa di accettabile sui rapporti tra terrazzi delle valli e sedimentazione nel piano, tanto più che nell'ambiente prealpino i reperti pliocenici sono solamente marini e non se ne sono trovati all' interno delle valli del nostro territorio; e anche se volessimo concedere un'età pliocenica al conglomerato di Pontegana-Mòrbio, dovremmo limitarci solo alla Val di Múggio, pur essendo questo caso degno di molta considerazione. Poi vi è il fatto, ad esempio, che essendo stata la Valle Intelvi penetrata anche dalla glaciazione più antica, ciò significa che tutta la valle, più o meno così com'è oggi (salvo la morfologia dei depositi e della successiva erosione) era già formata anteriormente alla glaciazione, cioè nel Villafranchiano o, forse meglio, già nel Pliocene recente.

Questo per dire che si naviga in piena ipotesi; ma l'uomo geomorfologo è curioso e non vuole abbandonare questo problema: è un tentativo; chi potrà studiare il problema dopo di me, analizzando meglio nei particolari, certamente potrà giungere a conclusioni più sicure. Sono spiacente che io forse non potrò conoscerle.

Ma prima di esaminare i terrazzi rinvenibili nelle singole valli principali, è necessario che esprima chiaramente una mia opinione al riguardo.

2. Le superfici di erosione in rapporto con la sedimentazione oligo-miocenica.

A proposito delle cosidette *superfici d'erosione* in roccia viva, nella fascia alpino-prealpina, cioè ai terrazzi generalmente attribuiti a spianamenti e a erosione normale, il Gabert si mostra negativo o, almeno, molto scettico, soprattutto per quanto interessi l'origine e la datazione. E la discussione viene impostata dall'Autore proprio a proposito dei rapporti che qualcuno vorrebbe vedere tra evoluzione del rilevo prealpino comasco e andamento ritmico del depsito della gonfolite oligocenica e miocenica alle falde delle nostre montagne. Ora mi sembra logico ritenere che uno dei modi migliori per stabilire l'evoluzione d'un territorio montuoso sia proprio quello, quando ciò è possibile, *di confrontare le forme-altitudini delle montagne e delle valli con i depositi che si trovano alle falde, oltre che con fatti strutturali e climatici ben dimostrati.* Ed eccoci allora al punto base. Quasi ai piedi delle nostre montagne si allunga una fascia di colline costituite di rocce deltizie rappresentate in prevalenza da conglomerati più o meno grossolani, spesso alternati con arenarie e marne micacee, in strati generalmente ben visibili e diretti secondo la direzione della linea pedemontana, la cui età, testimoniata dai fossili animali marini o dai fossili vegetali costieri, rinvenibili nelle marne e studiate, nel periodo più recente, dalla Cita e dalla Santina, è compresa tra l'Oligocene inferiore (discordante sull'Eocene superiore) e il Miocene medio; il Miocene superiore è nascosto sotto il Pliocene della pianura ed è rappresentato da un conglomerato e da arenarie alla sua base, mentre termina in alto con una facies lacunare evaporitica, come si rileva dalle prospezioni dell'A.G.I.P. E' la famosa *Gonfolite di Como* degli autori dell'Ottocento, corrispondente, almeno in generale, al *Nagelfluh* dell'Altopiano svizzero.

Tra la linea pedemontana (che può esprimere tante cose: flessura prevalentemente cretacico-eocenica, deposito morenico e fluvioglaciale, modellamento glaciale, peneplanazione pedemontana, ecc.) e la fascia oligomiocenica corre una fascia variamente depressa, tale soprattutto in conseguenza, penso io, e molti altri con me, del modellamento glaciale: conche scavate nelle formazioni più diverse, delle quali le parti più basse sono occupate da laghetti, paludi, vallette ecc. . Il suo fondo è costituito, oltre che di

Profilo ideale schematico dei tre sistemi montuosi (in ciascuno dei due gruppi montuosi) e dei terrazzi principali in rapporto (sotto) con i sedimenti oligocenici e miocenici delle colline comasche. Per quanto qui non figurino, anche sulle quote 1000-1050 e 800-900 si hanno evidentemente dossi tondeggianti derivati dal modellamento frazionante dei terrazzi precedentemente costituenti fondivalle. Il profilo geologico delle formazioni oligo-mioceniche è derivato dagli autori citati nel testo. Naturalmente il rapporto qui sopra istituito è ipotetico.

rocce che vanno dall'Eocene al Cretacico-Giurassico e, naturalmente, di materiale quaternario, in alcuni punti anche di argille e sabbie plioceniche suborizzontali o, ad ogni modo, pochissimo inclinate.

L' inclinazione degli strati oligo-miocenici, tutti immersi a sud, raggiunge i 70°-80° al contatto anormale con l'eocene-cretacico, mentre va decrescendo fino ai normali pochi gradi al sud, dove gli strati sembra che abbiano conservato la loro normale inclinazione deltizia, o poco più (16°-20°).

Il grandioso pacco oligo-miocenico è costituito, in qualche punto solo di conglomerati più o meno grossolani (per es. al confine tra comasco e varesotto), ma, più spesso, di veri conglomerati alternati con fasce di arenarie e marne micacee. In particolare, per quanto riguarda il nostro territorio, secondo le precise indicazioni della Fiorentini-Potenza e secondo il convincente profilo del Gabert che della questione si è molto interessato, dall'oligocene inferiore al miocene medio si ebbe una sedimentazione dello spessore di circa 1500 metri (e secondo Gabert, il valore complessivo di tutto l'Oligocene-Miocene raggiunse quasi i 4 mila metri, in circa 30 milioni d'anni). Uno spessore così rilevante di materiale deltizio rende pienamente accettabile la definizione della sedimentazione oligo-miocenica formulata dalla Cita: « *Sedimentazione clastica di tipo orogenico fatta in un bacino fortemente subsidente* ». La sedimentazione oligo-miocenica nel nostro territorio è rappresentata dai seguenti elementi:

1. Circa 500 m di conglomerato, sopra una sottile base arenaceo-marnosa a contatto anormale con il cretacico della flessura meridionale prealpina (Monte Olimpino), certamente dell'*Oligocene inferiore*; con qualche ciottolo di calcare nummulitico (del vicino éocene) e, ciò che a noi più importa, con solo il 5-6% di calcari non nummulitici, mentre è naturalmente fortissima la prevalenza di gneiss e dioriti alpine.

2. Circa 150 m di arenarie e marne azzurrine e gialle, dell'*Oligocene medio*; con assenza di nummulitico e con aumento al 6-7% di calcari non nummulitici; comparsa di ghiandone di Val Bregàglia e Val Màsino [1].

---

[1] Sarebbe opportuno, oramai, che tutti gli autori si adattassero alla distinzione « volgare » dei cavatori indigeni valtellinesi tra *serizzo* (che è tonalite) e *ghiandone* (che è granito porfiroide), abbandonando la vecchia dizione

3. Circa 200 m di conglomerati dell'*Aquitaniano* con la percentuale di ciottoli calcarei aumentata al 15%.
4. Circa 200 m di marne gialle e di arenarie con intercalazioni di lignite.
5. Spessore di oltre 500 m di conglomerati del *Miocene medio* in cui la percentuale di ciottoli calcarei non nummulitici raggiunge il 42%.

Come si disse, ben poco si sa del *Miocene superiore,* perchè i reperti provengono solo dalle trivellazioni nel sottosuolo nella pianura, cioè alquanto lontano dalle falde prealpine; però è certo che ancora compaiono conglomerati e arenarie.

Di più: la fascia oligo-miocenica è frazionata in tante colline, naturalmente asimmetriche da monoclinalità strutturale: aspro il versante che guarda al nord, verso la montagna, meno aspro quello al sud. E poichè le argille e sabbie marine del Pliocene più antico penetrano fin nell' interno della vera fascia pedemontana eocenico-cretacica, è ovvio pensare che il frazionamento sia avvenuto prima della sedimentazione pliocenica, e che lo stesso frazionamento della fascia oligo-miocenica e il parziale modellamento fu una conseguenza del rapido sollevamento della stessa fascia (con il raddrizzamento degli strati gonfolitici) intervenuto al limite tra Miocene superiore e Pliocene, tanto più che la base del Pliocene, sepolto sotto la pianura e scandagliato dai sondaggi Agip, risulta spesso costituito di conglomerato e di arenarie che coprono in discordanza i più alti strati del Miocene oramai evaporitico.

Il passaggio delle correnti fluviali plioceniche attraverso le chiuse e le gole della compatta fascia oligo-miocenica, che fungeva da sbarramento tra pianura e montagna, avvenne a gradi

---

« letteraria » di *serizzo ghiandone.* Purtroppo, anche in questo campo, è più facile conservare gli errori che convertirsi all'esattezza. Fatto comune, poichè altrettanto è per « Vedretta » che in lingua romancia e in dialetto lombardo significa un ghiacciaio, qualunque dimensione esso abbia, e *non* solamente un piccolo ghiacciaio (vecchia storia, non ancora digerita, anche da qualche glacialista). Come in geomorfologia valliva molti continuano a parlare di versanti *orograficamente* di destra o di sinistra, anzichè di versanti *idrograficamente,* ecc.

e con alternanze di erosione e di tranquillità, come forse dimostrano i frequenti ripiani in roccia che troviamo, ad esempio sui 500 m, tra Pedrinate e Ronago e cioè tra le due sentinelle rappresentate dalla Cavallasca e dal M. Prato, come già aveva visto e scritto il Sölch.

3. Terrazzi e ipotesi sui tempi delle fasi orogenetiche.

Gabert opportunamente spiega la sua avversione al riconoscimento di superfici di erosione (e, naturalmente, anche di terrazzi che dovrebbero esserne i resti), anzitutto col fatto che nelle Alpi Piemontesi non è riuscito a scoprirne; e poi con la supposta tardiva messa in posto delle formazioni prealpine. Che dalla prima fase orogenetica alla fase parossismica alpina e, soprattutto, da questa a quella insubrica siano inervenuti dei notevoli movimenti, generali e locali, tali, evidentemente, da riuscire a togliere di mezzo o a ridurre di numero, di dimensioni e di pendenza i resti di precedenti reticoli idrografici e di precedenti morfologie, nessuno può negare; ma neppure si può negare che la sedimentazione oligo-miocenica avvenne più o meno nel posto dove si trova ora e cioè alle falde delle prealpi, e quindi quando le prealpi erano già state costruite, almeno nelle linee generali, cioè, data la testimonianza dei sedimenti, nell'Oligocene inferiore; se così non fosse, quei sedimenti oligo-miocenici che noi trovamo a Monte Olimpino dovremmo trovarli in Val Menággio e, magari, in cima ai monti del nostro territorio (come è avvenuto, mi sia permesso il paragone, per i conglomerati tongriani di Portofino che, in conseguenza dell' inarcamento appenninico avvenuto nel tardo Miocene, li troviamo: a Portofino, sulle cime dei monti dell'Appennino Ligure dominanti la Val Vobbia e nella media-bassa Valle Scrivia fino alle falde settentrionali delle colline pavesi).

Ora avvennero sì dei movimenti e dei turbamenti sismici, del resto largamente testimoniati dalle diverse *facies* dalla sedimentazione oligo-miocenica, dal loro inarcamento, dal loro frazionamento, ecc.; ma non furono mai, io penso, così grandiosi come quelli accaduti prima, cioè durante la fase parossismica alpino-prealpina.

Francamente dobbiamo dire che se i geologi sono d'accordo, in linea di massima, sulla struttura del nostro territorio e sul

modo come è avvenuta la evoluzione strutturale, altrettanto non si può dire per quanto riguarda il tempo in cui essa si è conclusa, salvo particolarità secondarie, tra cui la stessa flessura marginale. Alcuni, come Frauenfelder, sia pure molto dubitativamente, vedono l' inizio già alla fine del cretacico (e mi pare che i conglomerati del piano Sirone e altre formazioni clastiche anteriori al Flysch possano avvalorare questa opinione) e collocano la fine agli inizi dell'Oligocene; ed è forse per questo che la fascia pedemontana oligocenica (Olig. inf.) segue l'andamento della flessura pedemontana la cui direzione qui è probabilmente in rapporto con il sovrascorrimento del Generoso e quindi con la faglia Lugano (la quale sarebbe contemporanea — e ciò sembra verisimile — alla faglia insubrica meridionale, e quindi il tutto sarebbe da riferirsi alla fine dell'eocene o agli inizi dell'oligocene).

Altri autori, riferisce il Boni, collocano la fine dell'orogenesi al passaggio tra Eocene e Oligocene.

Il De Sitter offre uno schema che qui riassumo:

1. *Formazione dell'anticlinorio* varesino-luganese-base del Generoso-Monte di Tremezzo, con pieghe dirette SSO-NNE.

2. *Formazione della faglia Orobica* (= faglia insubrica meridionale) e, come immediata conseguenza della maggiore profondità di questa ad oriente, formazione delle due faglie laterali di Lugano e di Lecco, e quindi della gradinata dei blocchi: in alto il blocco varesino, più in basso il nostro, ancor più in basso quello lecchese: *fine Eocene*

3. *Sovrascorrimento del Generoso* sul suo sustrato e quindi quasi contemporaneamente, arcuatura delle primitive pieghe settentrionali da SSO-NNE a ONO-ESE; arcuatura delle primitive pieghe meridionali in Val Breggia da SSO-NNE a O-E; formazione delle pieghe O-E nel centro (falda Generoso); ecc. qui il De Sitter non parla del tempo, ma dal contesto *sembra* che collochi tutto ciò nell'*Oligocene.*

Di parere ben diverso è il Bernouilli (e mi pare lo stesso Vonderschmitt), il quale parla di due tempi fondamentali; il preoligocene, per la primitiva struttura, e il Miocene sup. - Pliocene, per il raddrizzamento del margine gonfolitico e per le conse-

guenze derivate (frattura Lugano, sovrascorrimento Generoso, mutamento direzione pieghe centro-meridionali - flessura meridionale NO-SE) ([5]).

Certo è che se le modificazioni e l'evoluzione della struttura del nostro gruppo avvenne durante tutto il lungo periodo oligo-miocenico, la ricostruzione della evoluzione morfologica-altimetrica fondata sui livelli ottenuti collegando quei terrazzi in roccia che denunciano un'origine non selettiva, non ha alcun valore.

D'altronde, se passiamo ai sedimenti derivati, dobbiamo dire che tutta la formazione oligo-miocenica, conglomeratico-arenaceo-marnosa, che ha inizio con l'Oligocene inferiore e che termina con il Miocene superiore, formazione che si presenta *grandiosa e solidale,* senza particolari grandi fratture, *al margine della prealpe comasca* dove certamente giungevano le fiumane alpine percorrendo quelle vie che oggi sono le più grandiose e quindi anche forse le prime (Lário, Cerésio), oltre ad altre minori, e dal fondo così elevato che riuscirono a dare un certo contributo di calcari propri nella formazione gonfolitica solo quando le acque torrentizie riuscirono ad approfondire il loro solco nelle formazioni liassiche (Val Breggia), cioè non prima, noi abbiamo un buon documento della relativa stabilità strutturale del nostro gruppo dall'Oligocene a tutto il Miocene. Tutto ciò considerato, noi possiamo adattarci ad una conclusione logica fondata su una di queste due premesse ipotetiche.

([5]) Dice infatti il Bernouilli: « La pila potente, ben stratificata di marne e calcari retico-liassici fu piegata intensamente e delle fasi differenti possono essere distinte. Nella parte meridionale del gruppo del Monte Generoso si trovano delle pieghe semplici, orientate SSO-NNE, che vennero deformate da un sovrascorrimento al nord (sovrascorrimento del Monte Generoso) e da una flessura a sud. Probabilmente (queste pieghe) si sono formate durante una fase *preoligocenica* documentata dalla discordanza alla base della gonfolite oligo-miocenica. Durante un'ulteriore fase, *Miocene sup.-Pliocene inf.* la gonfolite è stata leggermente dislocata, quando la flessura si è formata. Nello stesso periodo nella parte settentrionale del gruppo del Monte Generoso, un sistema di pieghe assimmetriche, ad andamento E-O si formò e fu sovrascorso verso sud lungo il piano di sovrascorrimento del Monte Generoso ». Non è improbabile, però, che dicendo « nello stesso periodo, ecc. » egli volesse riferirsi alla « fase pre-oligocenica » o ad una fase oligocenica.

1. Il nostro territorio andò strutturalmente formandosi per successivi distinti movimenti di masse dalla fine dell'Eocene almeno fino alla fine del Miocene o, addirittura del Pliocene. In questo caso il tentativo di cercare di riconoscere sistemi diversi altimetrico-morfologici di rilievi e serie di terrazzi derivati da spianamenti normali in tempi diversi, sarebbe estremamente difficile, inutile, illogico, a meno di poter disporre di una sicura base geologica ben superiore a quella odierna.
2. La struttura del nostro territorio era già pronta più o meno così com'è ora, fin dagli inizi dell'Oligocene, salvo variazioni altimetriche, anche grandiose, ma di massa. In tal caso il tentativo di cui sopra risulta utile e logico sia pure solo con un largo margine di probabilità.

Naturalmente in Natura tante cose sono possibili anche se apparentemente illogiche; ma è anche umano, secondo i limiti della nostra ragione, ritenere che di fronte alla *grande regolarità di sedimentazione* durante tutti i 30 milioni di anni dell'Oligocene-Miocene, non possiamo accettare l' ipotesi che *nello stesso periodo* la nostra prealpe abbia dovuto sottoporsi a *fenomeni tettonici così grandiosi* come sono le imponenti faglie, le numerose pieghe, gli scorrimenti che avrebbero dovuto determinare una notevolissima irregolarità anche nella sedimentazione.

Io quindi mi adeguo alla soluzione 2 e perciò oso esporre i seguenti punti inerenti all'evoluzione del nostro territorio, e solo di questo, pronto a ricredermi quando venisse meno, con sicurezza, qualcuna delle basi del mio ragionamento.

1. Con l' inizio dell'Oligocene inferiore si ha il primo modellamento del nostro territorio che viene così ad avere la forma di una piatta e bassa superficie (oggi sui 1600-1500 m, ma allora ad un'altezza forse non superiore ai 500 m) regolarmente pendenti verso il tratto di spiaggia adriatica tra Como e Vergiate dominata dai due gruppetti collinosi, Generoso e Monte di Tremezzo del I sistema montuoso. I fiumi trasportano molto materiale alpino e pochissimo calcare (6%) finchè a fase ultimata non portano che sabbie e fanghiglie. Le onde strappano alla costa rocciosa bagnata dal mare ciottoli del vicino materiale cretacico ed eocenico. Siamo nell'*Oligocene inferiore.*

2. Un leggero sollevamento della massa (o un fenomeno eustatico) determina una rapida erosione nella spianata, da cui deriva il II sistema di monti, oggi sui 1400-1300 m (Duaria, Sasso Gordona) e una seconda spianata basale; i fiumi riescono a strappare e ad abbandonare una maggiore quantità di ciottoli di calcare (7%), non più nummulitico, perchè le rocce eoceniche sono ormai ricoperte dal manto sedimentare del delta; invece un notevole afflusso di ghiandone derivato dalla demolizione del plutone Màsino, le cui rocce sono ormai venute a giorno. Siamo nell'*Oligocene medio*.

3. Un nuovo sollevamento in massa allarga la possibilità ai fiumi alpini di approfondirsi nello spessore prealpino e di strappare e abbandonare, nel delta, materiale calcare in ben maggiore abbondanza; quindi erosione parziale della seconda spianata più bassa della precedente; modellamento delle cime del III sistema, formazione della terza spianata. Siamo nell'*Aquitaniano*. La percentuale dei ciottoli di calcare è aumentata al 15%.

4. Siamo ormai entrati nella fase morfologicamente parossismica. Ogni valle viene individualizzata più o meno come è ora; i fiumi riescono a convogliare nel delta comasco il 42% di materiale calcare, mentre dalle Alpi non scende più l'80% ma solo il 55%. Siamo nel *Miocene medio*, tutto conglomeratico, con lo spessore di 500-800 metri. Il terrazzamento diventa notevole e lascia importanti tracce; le montagne d'ogni età precedente acquistano una morfologia sempre più matura.
Siamo ai terrazzi, nettamente vallivi, ancora alquanto elevati, forse a quelli sui 1100 metri, tra i quali, ben visibili direi quelli sui mille metri lungo gli alti margini della Valle della Grotta e della Val Salorino.

5. Poco si può sapere della sedimentazione del *Miocene superiore*, per quanto i sondaggi nella pianura parlino ancora anche di conglomerati e arenarie. Certamente l'erosione continua. Alla fine avviene il raddrizzamento della gonfolite più prossima alla montagna, tanto che i suoi strati vengono ad assumere una inclinazione fino a 80° (Camerlata, Cavallasca). E l'erosione riprende. La fascia oligo-miocenica viene spezzata in blocchi

dall'erosione dei torrenti che uscivano dalle prealpi. Altro terrazzamento all' interno delle valli che si ripercuote nella fascia pedemontana.

6. Dopo di che *tutto si acquieta*: un abbassamento determina la penetrazione delle acque marine nel dedalo delle colline e certamente anche in qualche valle (Val Sésia, ecc.), forse non da noi. Nulla si sa dei depositi fluviali pliocenici sul fondo delle valli, quindi nulla si può sapere del decorso dei loro fiumi nè dell'altezza del loro fondo; solo si può arguire, come si disse sopra, dall'altezza massima cui noi oggi vediamo i calmi depositi pliocenici che, non possiamo dimenticare, sono marini, *non continentali,* l'altitudine dello sbocco, e ricordando l'azione erosiva intervenuta nel quaternario da parte certamente di fiumi e, con molta probabilità, anche dai ghiacciai: altezza massima dei depositi 375 m; altitudine probabile dello sbocco 450-500 m. Che se, poi, il conglomerato di Pontegana-Mórbio fosse veramente pliocenico, ciò confermerebbe l' ipotesi che il terrazzo in roccia di Mórbio, che è sui 500 m, rappresenti il fondo della Val Bréggia pliocenica al suo sbocco. Solo in seguito la parte frontale del conglomerato avrebbe subìto un abbassamento insieme con le sabbie-argille plioceniche dello stesso territorio fino ai 270-300 m attuali (Balerna, Pontegana).

7. Pur trascurando qualche movimento-flessura intervenuto nel Pliocene, si giunge all' *immediato prequaternario,* da tutti riconosciuto come un periodo di forte sommovimento generale. Nuovo terrazzamento. Sedimentazione dei conglomerati del primo quaternario, che spesso riempiono o innalzano il livello del fondo com'era stato ottenuto nel periodo immediatamente precedente. Seguono le 4 invasioni glaciali, alternate con gli interglaciali in cui si ebbero i più diversi climi. Quindi, mascheramento di molte vecchie superfici con morenico, alterazione lateritica dei vecchi depositi quaternari oltre che alterazioni in terra rossa dei nostri calcari, carsificazione superficiale e profonda, in continuazione di quanto era avvenuto in precedenza, fenomeni nivali, alterazioni dei vecchi fondivalle su cui passava la potente macchina del potente ghiacciaio, arretramento dei versanti vallivi per azione glaciale. almeno indiretta, arretramento a parete dello sbocco normale e di valli

laterali, sbarramento di piani (carsici o no) da parte di cordoni morenici, e tutto un insieme di fenomeni che hanno contribuito a dare alle nostre montagne, alle nostre valli l'attuale fisionomia e le attuali altitudini.
Questa Storia è finita; e ora veniamo alla documentazione, scusandomi dell'anticipazione, usando così un metodo didattico anzichè scientifico. Dovremo necessariamente dividere il nostro territorio in corrispondenza degli attuali bacini idrografici.

4. Elenco dei terrazzi in roccia.

1 - Valle di Múggio. E' questa la più sicura e completa, sia perchè priva di morenico (salvo, ma di poco, agli estremi), sia perchè è circondata da tutte e tre le serie di cime esaminate sopra, sia perchè venne, sotto questo aspetto, studiata già da Sölch e da Annaheim che sono riusciti a datare anche i due terrazzi inferiori, datazione che io accetto perchè collima con alcune mie conclusioni alle quali sono giunto studiando, oltre 40 anni fa, il quaternario e il pliocene marino del varesotto, la cui altezza massima è 375 m, ma di cui ritengo lecito aumentare la superficie originaria del deposito, prima dell'erosione intervenuta nel quaternario, ad almeno 450-500 m. Ed è a questa altitudine che ho supposto lo sbocco dei fiumi provenienti dalle Alpi e sfocianti sulla sponda adriatica che qui doveva probabilmente trovarsi, e non nell' interno delle valli e dei laghi, poichè nulla di pliocenico vi si è finora trovato (pronto a cambiare totalmente opinione qualora si rinvenissero, qui, nel varesotto e nel comasco, tracce plioceniche nell' interno delle valli, o si riuscisse in un modo o in un altro a dimostrare che, esistendo, vennero *eliminate totalmente* nel quaternario).

Già si è parlato dei terrazzi situati sui 1500 m e poco più sotto e che costituiscono le sommità pianeggianti e ondulate dei dossi delle Alpi Pesciò e Squadrina. La direzione di questo alto probabile antico tronco della Val Bréggia sembra orientato verso l'ampia sella depressa che va dai 1250 m del costone sud-orientale del Pizzo della Croce, dei dossi del Passo Bonello (1100) e del Passo Prabello col Piano dell'Alpi 970 m; depressione compresa tra il Pizzo della Croce e il Sasso Gordona, larga quasi 3 km, e quindi diretta verso la valle di Schignano, cioè verso il Lário.

Così si è visto che altri terrazzi, sui 1000 metri e più, si collegano al III sistema di monti dalle cime tondeggianti o molto calme, situate soprattutto alla testata della Valle della Grotta e lungo lo spartiacque Val Salorino-Val Bréggia. Invece un sistema di terrazzi che ritengo veramente e definitivamente vallivo per la Val di Múggio, si trova più sotto ed è rappresentato da Scudelatte a 900, al limite tra alta e media valle, dagli 875 m sopra Múggio e dagli 800 sopra Càbbio. In tal modo avremmo qui forse 4 serie di terrazzi, che nella parte alta avrebbero i seguenti valori: 1500, 1200, 1000, 900, di cui le prime due si collegano direttamente ai sistemi delle montagne, mentre l'ultima è ormai già collegata direttamente alla nostra valle, quando questa era già tale.

Oltre a questo livello, ve ne sono altri due che corrono lungo il fondovalle dove questo è molto incassato, e sono quelli di Múggio-San Giovanni, l'uno di fronte all'altro, sui 650 m; esso però trova le sue origini più in su e cioè a 800 m sotto Scudelatte, ed è forse quello che sale ai 970 m del Passo delle Alpi; e poi uno più sotto a quello di S. Giovanni, a 500. Queste due serie continuano fino a Mórbio-Castel San Pietro dove il fiume Breggia taglia la roccia per scendere rapidamente nella piana di Balerna e in quella di Pontegana.

E ora, scendendo verso lo sbocco, vediamo i probabili collegamenti, per quanto, quando s'arriva nella fascia moenico-alluvionale del quaternario molto rimane dubbioso.

Il terrazzo di Scudelatte 900 si collega probabilmente, allo sbocco della valle, con quello sotto San Martino (650) e di Sagno (650). Il terrazzo di Múggio (650) continua in quello di Cábbio (e Casima) 600, sotto Bruzella (580), Cámpora-Caneggio (530), Castel San Pietro-Mórbio Sup.-Corteglia (450), e si collega forse con quello di Vacallo a 380 m. Il terrazzo sotto San Giovanni (550), trova forse la sua continuazione in quelli di Mórbio inf.re-Gorla (350), di Fontanella (325) e di Cozzena-P.za S. Stefano a 300. Il fondo del torrente sotto San Giovanni a 520 m, trova forse la sua continuazione nei piani di Balerna-Ligrignano (300), di San Simone (300), dei Crotti (275) e di Folcino (250). Il piano di Prati-Chiasso a 250 m trova la sua continuazione forse a Polano (225).

Questi ultimi due, e forse anche il terzultimo, sono quaternari, mentre quello di Múggio, a detta di Sölch e di Annaheim è pliocenico e, per me, è pliocenico antico anche il primo (Scudelatte).

Ma l'esme dei terrazzi sottostanti a quelli che allo sbocco della Breggia si trovano sui 500 m (Castel San Pietro, ecc.) ha bisogno d'uno studio particolarissimo che potrà essere compiuto in seguito.

2 - Valle del Telo d'Argegno. Dizzasco (500 m) rappresenta una località-chiave per i terrazzi della valle del Telo d'Argegno. Sotto Dizzasco, verso Val Mulini, troviamo il più basso terrazzo: circa 410 m, sospeso per 20-30 metri sul letto del torrente, qui accompagnato, e fino ad Argegno, da erte pareti; poi, con il piano di Dizzasco, comincia il vero ampio fondovalle terrazzato che sale a San Fedele, e siamo a 500 m. Sopra Dizzasco, salendo verso il M. Pasquella, incontriamo ben 4 terrazzi in roccia viva: a circa 740 il piano del Ròccolo, a 1000 il Monte Giréglio un po' irregolare, poi il terrazzo di Pianello a 1150 e, finalmente, il breve ripiano senza nome, appena sotto la vetta del M. Pasquella (1331), a 1260.

A valle di Dizzasco verso Argegno, sui 575 vi è un ripiano e un altro più in su a 960 m (C.na Ronco): il primo non mi sembra collegabile con altri, il secondo, invece, si può collegare, sempre ipoteticamente, con quello del M. Gireglio e, poi, alto sul lago, con quello di Pigra (880) che, però mi sembra sia meglio collegare con quelli sovrastanti il lago, quindi fuori della nostra valle; anzi si potrebbe forse già qui supporre un probabile salto di 80-100 m come antico salto di confluenza tra la vecchia valle Intelvi (960 C.na Ronco) e la valle del lago (Pigra 850-880).

Invece la continuazione a valle del terrazzo 500 di Dizzasco può essere dato da quello a 375 di Murònico; e quello a 410 m sotto Dizzasco da quello a 300 di S. Sisimio; però anche questi due possono venire interpretati come terrazzi della valle Lariana, più bassi, per confluenza, rispetto a quelli sunnominati della valle Intelvi.

Il largo fondovalle da Dizzasco 500 m sale abbastanza dolcemente ai 600 m di Castiglione, ai 650 di Montronio, ai 730 di S. Fedele raggiungendo la sella 740, dopo di che si entra nel ba-

cino del Telo d' 'Osteno: 250 m su 4 km (6%), senza salti notevoli, se non qualche basso gradino morenico o alluvionale; più ripido il torrente che dai 730 giunge ai 300 m sotto Dizzasco, con una pendenza dell'11%, incassato, tanto da mostrare la roccia incisa, da poco sotto San Fedele fino ad Argegno. Sotto Castiglione l' incisione riesce a mostrare, al dire di Repossi, di Vanni e di Pracchi un bell'affioramento di argille lacustri per riempimento d'un lago di probabile sbarramento morenico-würmiano.

Sul versante di sinistra, Dizzasco-S. Fedele, si può forse parlare di 2 più alti terrazzi: uno sopra San Fedele a circa 800 m (S. Fedele Superiore) che passa orizzontalmente in Val Telo di 'Osteno sopra Laíno (con molto morenico ma con alcuni alquanto visibili affioramenti di calcari liassici che fanno da supporto); e un altro, ancora più sopra, in viva roccia a 1125 presso le Zocchette sotto il Monte Luria, anche questo sull'angolo di confluenza dei versanti dei due Telo. Il primo si collega, scendendo, al ripiano sopra Montrónio, sul cui pendìo, troncato a oltre 800 m, sta Lura, e al terrazzo di Blessagno (780) ([6]) a sua volta collegabile, penso, con il Ròccolo sopra Dizzasco a 740 m; il secondo può essere collegato ai 1000 m del Monte Giréglio, se pure non è piuttosto collegabile con la costiera del Dosso Prai, come già si è detto (o ad ambedue).

Vediamo ora la sponda di destra, che è certamente più impegnativa per la decifrazione dei terrazzi in roccia anche perchè essendo originariamente poco più calma, il suo fondo roccioso ha potuto meglio essere rivestito di morenico. Di fronte a S. Sisimio, verso il lago 300 m; 400 m a S. Anna; 530 m alla Villa Màcchero, 500 m a Molòbio, 500 m alla Storta sotto Giuslino; qui siamo nel breve ma tipico territorio di confluenza dell'Erboggia e del Pissarolta nel Telo; e, quanto a terrazzi, netto dominio dei 400 e dei 500 m. Da qui, dobbiamo salire per tre direzioni: lungo il Pissarolta (verso Schignano), lungo l'Erbóggia verso Casasco, e lungo il Telo verso Cerano-Sella di San Fedele.

([6]) Nei terrazzi di Lura e di Blessagno la copertura morenica è talmente forte che non si riesce a scoprire qualche affioramento di roccia viva se non sul fondo del torrente e, con estremo dubbio, sotto Lura. Quindi molto scarso è il valore di terrazzi ciclici di questi ripiani; e quasi altrettanto si può dire di quello del versante opposto alla stessa altitudine.

Nella Valle di Schignano (T.te Pissarolta) il terrazzo più basso è quello di S. Anna a 400 m, su ambo le sponde, alla confluenza del Pissarolta e dell'Erboggia nel Telo; altrettanto dicasi del terrazzo a 500 m di Villa Màcchero. Qui il fiume è incassato per circa 100 m nel terrazzo inferiore e per quasi 200 m in quello superiore. Salendo, il terrazzo inferiore scompare rapidamente

Lo sbocco del vallone di Schignano nella Valle Intelvi d'Argegno con lo sfondo del Sasso Gordona. Duplice terrazzamento (forse anche tre livelli). Probabimente pliocenico il più elevato (525 m, Villa Màcchero), quaternario quello di S. Anna (400) e certamente anche altri eventuali inferiori.

mentre quello a 500 sale abbastanza regolarmente e lentamente su ambo le sponde fino agli 800 m di Almanno, passando per i 600 di Occagno, Retegno e Ovràscio, e ai 700 di Vésbio, con pendenza 15%, quindi superiore a quella della valle di San Fedele. Ai lati non si notano altri terrazzi se non lembi ad altezze notevoli: 700 al Monte Ballano sopra Villa Màcchero, verso il Lário; 1080 al Monte Gringo sopra Occagno e verso il Lário. Poi la cima del Monte San Zeno, emergente, quasi isolato (1025), tra la valle di Schignano e la valle Erbóggia e, 1000, presso C. Traversina.

Siamo ormai alla testata delle valli Erbóggia e Pissarolta, formante un'unica muraglia boscosa; la linea di cresta, salvo i 1410 metri del Gordona, si mantiene sui 1200 o poco più, si abbassa però anche a 1135 e soprattutto si abbassa ai 970 m in un passo (Prati delle Alpi: alpi di Cerano e di Casasco) dove ha inizio la Valláccia, una delle valli affluenti nella Val Bréggia, dominato dal dosso 1005 (Traversina) visto sopra, che guarda Schignano, e dal dosso 1032, lungo la bassa linea di cresta del Pizzo della Croce: ambedue in roccia viva, anche se abbondantemente coperti di morenico (sopra la sella, ha origine, con una breve ma evidente coda, il T.te Vallaccia che taglia il pendìo che scende in Valle Erbóggia: fenomeno dovuto quasi certamente a glacialismo).

Siamo così entrati nella Valle Erbóggia, e possiamo quindi proseguire diretti a NO, scendendo alla confluenza nel Telo a Dizzasco. A 1100 il terrazzo di Ermogna, con morenico. Quasi alla stessa altezza il terrazzo della Bolla, ben sbarrato da cordoni morenici che però poggiano sulla roccia. Segue, ancora quasi alla stessa altezza, il pianoro della Vallaccia (di San Fedele), sbarrato da morene, e, finalmente il M. Prada (roccia con morenico) ancora a 1100: siamo ormai sullo spartiacque tra i due Telo. Nonostante la forte copertura di morenico, più sotto è possibile riconoscere qualche altro terrazzo (in roccia viva): Casasco a 800 m; con un po' di buona volontà si può arrivare così anche ai pianori sugli 800 m lungo la linea dell' incerto spartiacque tra i due Telo compresa tra il M. Prada (1000) e la Sella di San Fedele (740).

Caratteristico un terrazzo a 725-790 m sotto il San Zeno, poi 700 a Véglio per risalire ai soliti 740 della Sella di San Fedele. Ripeto: questi collegamenti sono estremamente dubbi come tali, perchè la copertura morenica maschera tutto il sustrato, risultando così difficile il distinguere i terrazzi in roccia da quelli di deposito quaternario.

Concludendo: nella Valle del Telo d'Argegno, 2 terrazzi inferiori per tutto il fondo che venne coperto da morenico (500 e 400 metri quasi allo sbocco); almeno tre terrazzi più sopra: 740, 1000, 1150 e forse un quarto a 1260 (versante di sinistra); naturalmente non comprendendo il sistema 2 dei monti del versante di sinistra (Pasquella, Luria) e il sistema 2 del Pizzo della Croce, Sasso Gordona e le ondulazioni della linea spartiacque dal Passo Bonello ai Monti di Binate e al Comana.

3 - I TERRAZZI DELLA VAL TELO DI 'OSTENO. Qui possiamo distinguere tre parti: la Valle di 'Osteno che è la vera continuazione della fascia di fondovalle che sale da Argegno alla Sella di San Fedele e che prosegue, scendendo a 'Osteno, in direzione opposta; poi le due parti laterali confluenti, cioè: l'Altopiano di Lanzo-Péllio e la Val Ponna.

1. Nella *Val Ponna alta,* salvo la parte alta alla Sella di Boffalora 2230, i due versanti sono diseguali per altitudini e per forme. Il versante destro è rappresentato, come già si disse, d'un ondulato costone che scende dai 1200 ai 1100 (Dosso del Prai, Alpe di Ponna), diretto da E a O, come il solco vallivo; il versante di sinistra va, invece, dai 1441 della Duaria ai 1293 del M. Luria. Un breve ripiano a 1200 a nord della Duaria si collega ai 1200 del costone dell'Alpe di Ponna. E, francamente, anche con molta buona volontà, non riesco a scorgere terrazzi almeno quasi alle altezze del costone, se non allo sbocco in Valle Intelvi, e cioè ai 1125 di presso le Zocchette, sotto il M. Luria (1293), di cui s'è già detto (collegamento con il sistema III delle montagne).

2. Vediamo ora l'*Altopiano di Lanzo-Pellio.* Come terrazzi, pochissimo da dire sulla dorsale ondulata che va dai 1175 del Pinzernone ai 1200 della Cima Val Rovina: un susseguirsi di cimette alternate da selette che qui nomino da NE: il Soldino 1020, il Belvedere 900, Pian d'Orano 1000, Sella di Lanzo cippo n. 14 1080, Sella Fiadore 1110; e qui, appena sotto la Sighignola, il M. Créggio a 1175 e la Cima di Val Rovina a 1190 sono dei pianori delle due lunghe dorsali che forse rappresentano i resti d'un antico fondovalle da collegare ai 1240 del Sasso Bianco (Calbiga) e al terrazzo 1125 delle Zocchette, nonchè probabilmente ai 1240 dell'ampia Sella di Boffalora e, eventualmente, alla lunga costiera ondulata 1200-1150 del Dosso Prai. Della dorsale vista, mentre il versante Céresio è molto aspro, quello verso Lanzo è calmo e terrazzato. A 975 il terrazzo di Pietra Fessa (con morene), a 890 il terrazzo di Lanzo, a 760 il terrazzo di Scária che forse continua in quello di Rampónio a 700 m.

Il piano sottostante a Lanzo, che s'allunga sugli 800 m, è occupato da due correnti fluviali con direzioni opposte: il T.te Saraseno e alcuni rivi provenienti da Lanzo che si dirigono verso sud per immettersi nella Val Mara; due torrenti che provengono dalle

pendici del M. Orimento (Valle Fornace, Val Caprera) che, invece, riuniscono le loro acque formando le sorgenti del Telo d' 'Osteno il quale da qui ha inizio il suo solco che s'affonda sempre più fino a diventare un'aspra gola fino al Céresio (dove anzi forma un famoso « Orrido »).

Il versante di destra è molto diverso e molto vario. Alla testata, tre lunghe dorsali, calme in sommità, sui 1360 l'uno (Sasso Bove), sui 1300 l'altro, di mezzo, sui 1300 il Monte Alpe Nuovo, si dirigono parallele verso il piano ghiaioso sotto Lanzo; non è improbabile che la quota 1200 del M. Alpe Nuovo sia da collegare ai due lunghi dossi visti sopra (Dosso di Prai in Ponna, dossi del Pinzernone in Telo); e a quest'altezza non troviamo altro. Andando verso oriente le altitudini sono minori e la morfologia cambia completamente per il forte sviluppo del morenico, anzi dei cordoni morenici (la Bolletta 1129) che s' innestano al roccioso Monte Prada 1106: da qui, lento è il pendío che scende alla zona d' incerto displuvio tra i due Telo, tutto coperto di morenico e di altro materiale detritico quaternario: scendendo verso il Telo (Lanzo, Pellio) troviamo 2 dossi tondeggianti: il Monticello 997 e il Dosso di Lìssiga (988); ambedue in roccia viva, ma ambedue coperti abbondantemente di morenico, soprattutto il secondo. Finalmente, ancora più verso il fiume, un'ampia mensola ondulata, sugli 860 m, fatta di morenico, di fluvioglaciale e di alluvionale (molte cave di ghiaia interessanti) e occupata da ròccoli, campi di tennis, campagne, boschetti e dal paese di Péllio superiore con la Chiesa e il vicino Cimitero (827); è comunemente chiamato Pian delle Noci. Il sustrato è nettamente roccioso anche se la copertura quaternaria è notevole. Forse possiamo allora fissare i seguenti collegamenti.

1. Dossoni del Pinzernone, M. Alpe Nuovo, M. Prada da 1200 a 1100 m;
2. Pietra Fessa, Monticello e Dosso Lissiga, sui 970 m;
3. Lanzo, Pian delle Noci e Pellio Superiore, sugli 850 m;
4. Scària, Rampònio, Péllio Inferiore, dai 760 ai 680 m.

3. *Valle d' 'Osteno*. Il terrazzo più alto è quello rappresentato dal ripiano 1125 delle Zocchette e i 1100 dell'Alpe Tenner sopra Ponna. Più sotto s'allunga il ripiano, parzialmente morenico a 800 m, continuazione di quello di San Fedele Superiore-San Rocco.

Ancora più sotto, si può collocare quello a 740 di S. Fedele (Garage) che scende in versante 'Osteno ai 728 della Madonna del Garello. Ma i primi più tipici terrazzi sono quelli, in parte già nominati, sui 700 m (o poco meno) di Péllio Inferiore, Rampónio e Laino. Siamo oramai incanalati verso 'Osteno.

A 600 m Castello, poi a 500 S. Vittore, a 400 Barclaino; tutti e tre, strisce di roccia tra i due solchi dei due torrenti Ponna e Telo, paralleli e non ancora congiunti; finalmente a 380 Claino, tutto sul versante destro del fiume oramai unitario, cento metri sopra il pelo del lago.

4. I TERRAZZI DA MENÁGGIO A CAPOLAGO. Un'altra unità è data dalla costiera che da Menággio va a Capolago, lambita alla base dalla Valle di Porlezza (400-271), sospesa su Menággio (200) e dalle acque del Cerésio da Porlezza (271) fino a Capolago.

Il primo tratto corrisponde più o meno alla zona della Tremezzina:

1605 la Sella in calcari liassici dell'Alpe di Tremezzo (con il M. Crocione 1641).

1059 la sella nelle marne retiche sopra Brente (con la quota calcare 1071).

811 la sella nelle marne retiche dei Monti Nava (con la quota 885 del dolomitico Dossone).

Più sotto, a 450 il piano roccioso-morenico della Fontana dell'Uovo sopra Croce, che scende gradatamente ai 350 m della Val Porlezza a Palagna, ma che si collega al lungo altopiano di Grona (390), come questo al successivo ridotto altopiano di Bene Lario (380-325). Veramente tra Grona e il Lago di Piano, anzi, anche più in là, cioè fino al Cerésio, si allungano altre strisce di piani che giungono quasi ai 500 m (il fondovalle è intanto sceso dai 400 ai 275 m): ma mi pare che siano tutti d'origine selettiva: alternanza di marne e di calcari retici che scendono verso il Cerésio, anche se, sul versante opposto numerosi e più tipici si presentino dei terrazzi anche fino a 500 m, o poco oltre, con il basamento costituito di dolomia norica rappresentata da calcari alquanto marnosi, immersi a S e diretti più o meno da O a E, cioè secondo la direzione della Val Porlezza.

Naturalmente vi è poi il fondovalle dai 400 m di Croce ai 271 del Lago di Lugano e Porlezza.

Rimanendo nell'ambito dei terrazzi che incidono un versante, lungo il Ceresio troviamo:

da 1400 a 1260 un dossone con ripido che scende verso N O dal M. Calbiga.

Più innanzi, da 1256 a 1240 del Sasso Bianco un dossone ondulato, più evidente, più dimostrativo e più sicuro del primo, che scende verso N O dal Monte di Lenno (1589). Più a ovest una serie di dossi tondeggianti, compresi tra i 1200 e i 1100 m, diretta ad ovest, poi, oltre il taglio della Valle del Telo di 'Osteno, un'altra serie di dossi analoghi compresi tra i 1075 del Pinzernone (o Cecci) e i 1200 della Cima di Val Rovina (o poco sotto) fanno si che, se si vogliono trovare livelli elevati come i precedenti, bisogna spostarsi sui monti della Val Ponna o della Valle Intelvi di Lanzo, tutti nel bacino dell'alto Céresio.

Da sopra Campione entriamo ormai nei livelli più bassi: 730-770 i due dossi del lungo ovoidale Borgnone e dei Dossi sopra Ròvio, ambedue in vulcaniti permiche; 600-500 i due terrazzi di Arògno e di Cà Nova-Ròvio: a 400 un terrazzino su ambedue le sponde della Val Mara, gravitante su Maróggia sul Cerésio (271). Poi più nulla, salvo le parti pianeggianti lungo la bassa cresta che scende rettilinea verso sud dal Generoso alternati con salti, che qui elenco (con molta titubanza):

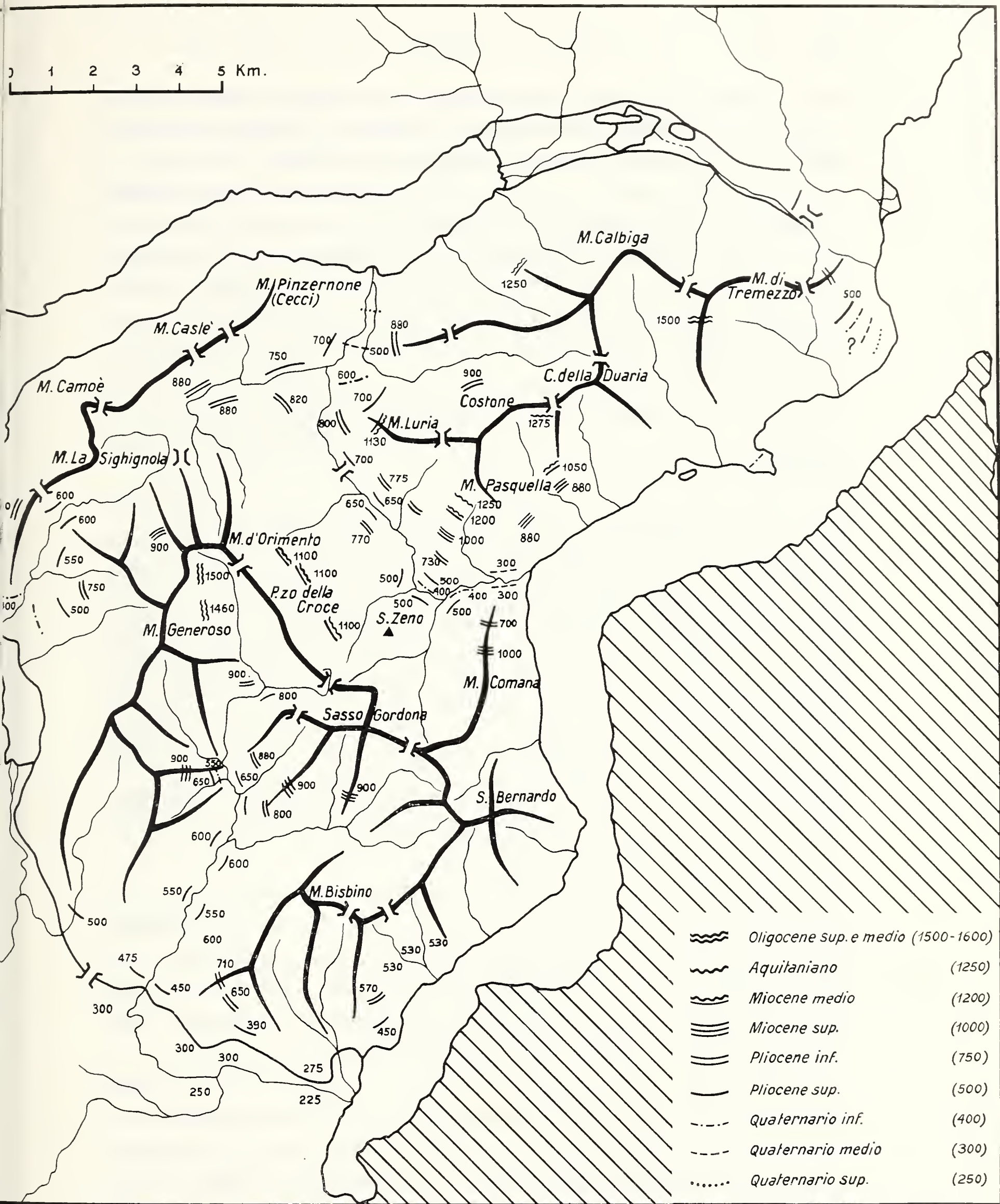
1600 appena sotto la Cima (Staz. ferroviaria, ecc.);

1400-1300 Piana di Roma e Piancone;

1200-1100 da Bellavista alla Zocca Navèl;

700-670 da Staz. S. Nicolao a sotto S. Nicolao;

500 a Salorino.

5. I terrazzi della costiera da Menággio a Cernóbbio. Scendendo dal Monte di Tremezzo a 1605 leggermente sollevata a 1641 nel Monte Crocione. Questa è forse collegabile al pianoro sui 1525 della Bolla di Mezzegra-Alpetto. Seguono numerosi terrazzi, però quasi tutti collegati a fatti litologici (*Conchodon*, calcari madreporici, calcari normali alternati con marne), oppure a depositi morenici (forse 1059 sopra Monti di Brente, in marne tra calcari retici).

Terrazzi ciclici (?) del territorio montuoso in esame. La datazione è puramente indicativa. Vedasi la spiegazione e la critica nel testo.

Tuttavia mi pare che si possono unire in un unico sistema, oramai non lontano da Argegno, il piano di Solasco-Corniga a 860 m e il successivo piano di Pigra sugli 880 m. Più sopra vi è il piano dei Monti i Prati a 1081 che si può forse collegare a quello del M. Gireglio a circa 1000. Invece sopra Menággio si giunge agli 885-862 del Dossone, in compatta dolomia norica, blocco suddiviso da fratture verticali in 3-4 blocchi minori. L'aspetto generale è pianeggiante, anche se turbato da carsismo (doline, pozzi da grotte, ecc.) e da forcelle dovute originariamente appunto alle fratture. Forse il Dossone è collegabile, al nord con il Dosso sopra Bréglio, alla stessa altezza e costituito di dolomia ladinica, e, a sud, con il Róccolo sopra Dizzasco in Valle Intelvi a 740 m.

Nella Tremezzina mi sembra certo il terrazzo dei Panotti sui 500 m, in dolomia principale (collegabile ai 475 m del Santuario di San Martino?) e, sotto, altri tre terrazzi nei quali però l' infrastruttura è largamente mascherata dal morenico; uno è a circa 390 (al Brüghè), l'altro è a 350 ed è quello di Vignone; finalmente uno sui 240 m, su cui sono distribuiti alcuni piccoli villaggi (Carsolina, S. Rocco, Griante, Calvonno); forse al primo si collega il Dosso di Lavedo che certamente fu isola, a 380 m, come al terzo forse si collega il dossetto dell' Isola Comácina (239). Lascio la responsabilità di questi ultimi terrazzi, che a me sembrano quasi solo morenici, sia pure con una potente base di norico, al Sölch che ne parla come di terrazzi ciclici.

Vediamo ora il tratto da Argegno a Cernobbio. Se noi ci accontentiamo di dare valore solo ai ripiani che sporgono alti sul lago e non a quelli interni nelle ripide e talora ripidissime vallette, la ricerca non è difficile, anche perchè i depositi morenici qui sono più scarsi che nel tratto da Menaggio a Argegno. D'altronde sembra logico seguire questo metodo.

Si è già accennato ai due terrazzi in cresta, del M. Gringo 1080 e del M. Ballano (703) che partecipano del versante lago e del versante Valle Intelvi; qui, inferiormente, si arriva, senza il passaggio ai 500 di Villa Màcchero, direttamente ai 300 del Castello. Francamente mi spiace di non avere potuto trovare altre tracce se non giungendo sopra Moltrásio-Cernóbbio.

A 1220 troviamo un lungo ripiano, sia pure alterato, alla Forcoletta lungo la costiera che scende dal Colmegnone.

A 1100-1150 una costiera che scende dalla quota 1192 (E del Bisbino) verso Cernóbbio.

A 750-760 tre dossi chiamati « Monti » sopra Carate-Ūrio (separati da due aspri solchi) che sono: i Monti sopra e sotto, i Monti del Sass Gross e i Monti di Carate.

A 660-650 i due piani del Ticèe e dei Monti di Torriggia, ai lati come sentinelle, della breve Valláscia che scende al Lario sotto Germanelle.

A 650 la zona di Lugarno sopra Róvenna.

A 450 il piano di Róvenna.

A 275-300 il piano dei Crotti e di Piazza S. Stefano sopra Cernóbbio.

Certo sarebbe interessante stabilire un collegamento tra i diversi terrazzi, naturalmente solo nel caso che siano ciclici. Ma troppi dubbi possono sorgere, sia sulla loro origine, sia, anche solo sul loro collegamento altimetrico che si vorrebbe fosse non troppo ipotetico, in quanto le soluzioni possono essere più di una. Ma poichè la tendenza alla sintesi e, purtroppo, anche la generalizzazione, è insita nell'uomo « curioso », il lettore mi scuserà se indulgo a questa tendenza. Ad altri la verifica.

Ma la difficoltà maggiore viene ora, quando, vogliamo addentrarci nell'età dei singoli terrazzi.

In tal caso mi sembra che bisogna seguire due vie:

1) Scelta dei *pochi punti* che si possono ritenere fondamentali.

2) *Rapporti della morfologia montana* con le caratteristiche dei *deposito oligo-miocenici* continentali o deltizi, come ci sono stati descritti dalla Fiorentini-Potenza, dalla Cita e dal Gabert e che abbiamo già precedentemente riassunto.

Quanto al primo punto ritengo, anzitutto, che si debba dare un notevole valore ai 3 sistemi delle sommità che morfologicamente rappresentano periodi in cui i fiumi non potevano trascinare nel mare oligocenico che scarso materiale calcare, emergendo di poco dai fondivalle acquisiti successivamente; poi che si possa

accettare l'opinione di Annaheim e di Sölch che datano come appartenenti al Pliocene più antico, la serie di terrazzi del Borgnone 750, sopra Arogno; al Pliocene medio quella di Múggio a 650 in Val Breggia; e al Pliocene superiore quella del terrazzo 550 sotto San Giovanni di fronte a Múggio. Sölch indugia molto anche sul Dossone dolomitico sopra Menággio a 880 m, per quanto qui abbia avuto molta importanza la selettività litologica. Accettata questa ipotesi, parzialmente convalidata dalla altitudine dei depositi pliocenici più elevati del varesotto, tutto sommato si potrebbero fissare questi punti, più caratteristici.

Al *Pliocene più antico* assegnare le seguenti serie di terrazzi: Dossone sopra Menaggio 880, Ròccolo sopra Dizzasco 740, 550 sopra Róvenna, per il Lario e dipendenze; Dossone sopra Menággio 880, Lanzo 880, Borgnone sopra Arogno 750, per il Cerésio e dipendenze; 900 di Scudelatte, ecc. per la Val di Múggio.

Al *Pliocene medio e recente*: i terrazzi sui 500 m sopra la Tremezzina e la stessa sella di Grándola sui 400 m di Val Menaggio-Porlezza; il fondovalle che va dai 730 ai 500 m della Val Telo d'Argegno; i 450 m del terrazzo di Rovenna; il terrazzo di 650 m di Muggio, Copello ecc. sottostante a 550 m; il terrazzo di 500 m di Ròvio sopra Maróggia.

Al *Quaternario tutti i terrazzi sottostanti.*

Certamente, come a più riprese già si è detto, siamo in piene ipotesi, che però hanno qualche elemento di probabilità.

Tutti gli altri terrazzi superiori ai più alti di quelli per il Pliocene più antico, sono, evidentemente, e sempre solo come probabili, partecipanti di tutti i momenti che vanno retrospettivamente dal Miocene superiore all'Oligocene inferiore.

Qualche altro problema qui s'affaccia e riguarda essenzialmente l' idrografia.

1) Non è improbabile che già nell'Oligocene inferiore il Centrolago, a 1500 m rappresentasse un luogo di raccolta di acque provenienti soprattutto dalla Val Varrone e dalla Valle Adda-Valle Mera, formanti così una enorme fiumana che scendeva nella Valle Cerésio a depositare gli imponenti ammassi deltizi nel golfo adriatico tra Como e Varese; questo nel primo Oligocene. Se, in seguito vi fu anche un apporto dalle prealpi comasco-orobiche, non è del

tutto improbabile, ma certamente solo nell'Aquitaniano, quando cioè nei depositi della gonfolite noi troviamo già una certa abbondanza di materiale calcareo. Invece con il Miocene recente e, soprattutto con il Pliocene, l'idrografia è già fissata più o meno com'è oggi. L'unico problema aperto è la datazione della Valle del Lario lecchese che però mi pare non possa essere posteriore al Miocene medio: problema che tenterò di affrontare in altro lavoro, in rapporto con eventuali nuove conoscenze della *facies* del Miocene nel sottosuolo della Brianza orientale.

2) E' noto che Staub propone una primitiva direzione di tutte queste acque, ivi comprese quelle del Medio Lário, ecc., verso il nord con sfogo verso la Valtellina, Aprica, Val Camónica, ecc.. E' *ovvio* che ciò non può essere accettabile, nonostante il deprimersi delle falde alpine dalla Valle Spluga verso oriente (è l'unico argomento su cui si basava lo Staub); manca, infatti, ad oriente la documentazione sedimentare.

3) E' possibile accettare l'ipotesi d'una valle unitaria, forse Pliocenica, *dalla Boffalora alla Val Mara,* oggi occupata dalla Val Ponna e dall'altopiano di Lanzo con acque convergenti al Telo d' 'Osteno?

4) E' possibile accettare l' ipotesi (Sölch) d'una valle miocenica che venisse dal *Tivano* e continuasse verso l'attuale *Valle Intelvi* (Argegno, S. Fedele, Osteno)?

5) E' possibile accettare l' ipotesi che nell'Oligocene una valle corresse dai piani sopra Orimento sopra *Pesciò e Squadrina,* per penetrare nella Valle di Schignano attraverso l'ampia depressione sui 1230 m tra le falde del Pizzo della Croce e il piede del Sasso Gordona?

6) E' possibile accettare l' ipotesi *d'un'antica Valle Intelvi* che aveva per testate i monti di Lanzo e della Val Ponna e che prendeva solo la via Argegno?

Per quanto riguarda 1, 3 e 5 potrebbe esservi qualche elemento favorevole, non per gli altri, almeno che io conosca.

V. - Fenomeni carsici, fenomeni periglaciali e azione geomorfologica dei ghiacciai.

1. - Quanto ai FENOMENI CARSICI un mio ex allievo, il Dott. F. G. Agostini, sta completando la sue ricerche e quindi rimando al suo lavoro che spero di prossima pubblicazione. Mi sia permesso solo accennare a due tipici fenomeni. E' possibile che l'altopiano di Lanzo-Pellio possa rappresentare un'antica *pólje,* ricoperta poi da morenico e da alluvioni e catturata in seguito da regressione del Telo d' 'Osteno?

Presento questa domanda perchè mi pare che tali debbano essere considerati, poco fuori dal nostro territorio, ad esempio il Piano del Tivano e il Piano di Nesso, nel triangolo lariano. E forse altrettanto dicasi, nel caso nostro, del piano della Bolla a 1100 per salire alla Cap. Bruno (Pizzo della Croce) e del piano della Vallaccia a 1100 m sotto la Bocchetta d'Orimento, dove le bolle che si osservano, a testimonianza di gente locale, hanno un'alimentazione anche da sottostanti resorgive, da rocce quindi carsiche.

2. - Quanto ai FENOMENI PERIGLACIALI p. d., nulla; sì, invece, qualche FENOMENO DA CAUSA NIVALE. In qualche località, anche non molto elevata, si notano dei tipici suoli a strisce parallele, che meriterebbero uno studio speciale. Essi si avvertono sui pendii non ripidissimi, soprattutto a primavera, appena dopo la scomparsa della neve; però talora si conservano anche per tutta l'estate, tanto che ne ho osservati anche in settembre-ottobre, quì e altrove nelle Prealpi Comasche. Ricordo due località della Valle Intelvi: sui dossi morenico-rocciosi dell'Alpe Pietrafessa (circa 980 m) e su ambo i versanti del Pizzo della Croce, poco sopra l'Alpe di Orimento (circa 1300 m). Altrove, in Vallassina, sul versante nord del dosso che scende all'Alpe Spessóla e sul Monte Palanzo. Numerose poi le conche, con o senza acqua, derivate da originarie piccole depressioni, simili a doline embrionali, affondate e allargatesi come doline a piatto per azione nivale.

3. - Per quanto riguarda L'ATTIVITÀ GEOMORFOLOGICA DI EROSIONE DA PARTE DEI GHIACCIAI le opinioni dei geomorfologi sono, come sappiamo, molto diverse. Nel caso nostro è soprattutto inte-

ressante conoscere le opinioni sulla formazione delle lunghe e ramificate conche prealpine che, colmatesi di acque, sono divenute i laghi prealpini. I pareri sono diversi e ciascuno ha dalla sua elementi probatori ed elementi negativi. Per esempio: nel caso del Cerésio, Staub e Lehner ritengono impossibile l'erosione glaciale perchè, provenendo le loro colate glaciali dalle due trasfluenze delle colate ticinese e abduana, attraverso rispettivamente la Sella del Monte Ceneri alta 559 metri e la Sella di Menággio alta 400 metri, è ovvio pensare che quando le colate del Ticino e dell'Adda in ritirata si abbassarono, tutto il territorio del Ceresio rimase invaso da un potente ammasso di ghiaccio morto, non in movimento, e quindi privo di attività d'erosione. La risposta a questa obiezione mi sembra semplice: è ovvio pensare che l'erosione avvenne *durante* il massimo dell'ultima glaciazione, quando, cioè tutto il territorio luganese era pieno di ghiaccio in *movimento*, fino all'altezza di circa 1000 m, altezza che si può supporre, come il minimo dell'altezza raggiunta dalla glaciazione würmiana (le altre precedenti raggiunsero i 1300-1400 m s/m, in corrispondenza delle due selle suddette, e i 1100-1200 m s/m in corrispondenza della Valle Intelvi-conca di Lugano), in movimento verso la Val Ganna e la Val Tresa (dove s' incontrava con un ramo del Gh.io Ticinese proveniente da Luino) e verso la Valle di Arcisate e la Valle di Capolago-Stábio.

Quindi sì, ghiacciaio morto, ma colla base sul fondo della conca ormai già esistente (fenomeno che, come scrissi altrove, ebbe a verificarsi nella Vallassína, ecc.).

Inoltre il Lehner accenna a dossi e creste subacquee; ma questo è naturale, perchè quando a questo proposito, si parla di laghi, non si parla dell'origine delle loro acque, ma dell'origine della conca, la quale poteva avere dossi alti e dossi bassi; quelli alti, con il riempimento delle conche da parte di acque, riescono ad emergere come isole, quelli bassi vengono a costituire invece solo dei bassi fondali. E accenna ancora a vallette sommerse: e siamo quasi anche qui nel medesimo caso; dico quasi perchè possiamo sempre supporre delle vallette che intaccavano i versanti della conca mentre veniva liberata dal ghiaccio in regresso; e non dico che vi sia solo questa soluzione, perchè entriamo nel campo delle veramente molteplici ipotesi.

Però quanto al ghiacciaio abduano nel Lário, non si può parlare di ghiaccio morto perchè la provenienza della colata glaciale era diretta; al più si dovrebbe supporre del ghiaccio morto dalla Tremezzina a Como nel periodo in cui la fronte, ritiratasi fino al centro lago (circa 290 m di profondità) non riusciva più ad alimentare la lingua comasca in causa del rialzo a soli 130 m di profondità della diga dolomitica tra Bellagio e Cadenabbia. Per il resto valga quanto s'è detto per il Cerésio.

Il Lehner accenna poi alla vecchia ipotesi di Heim: *un afflosciamento alpino*. Ma lo stesso Lehner giustamente si domanda: esistono prove su un tale avvenimento? E dove sarebbe avvenuto? E io mi permetto aggiungere: 1°) l'afflosciamento dovrebbe aver interessato tutto il blocco prealpino dal Lago d'Orta al Lago di Garda; e in tutto questo tratto vi sono molte valli prive di lago; se questa fosse la causa, perchè i laghi esistono solo dove i ghiacciai hanno raggiunto lo sbocco dalla montagna e non anche in tutte le altre valli che non vennero occupate dai ghiacciai? 2°) Se tutto il territorio andò afflosciandosi, l'afflosciamento dovrebbe essere intervenuto non solo più o meno lungo una linea dal Verbano al Benáco che unisce le massime profondità di ciascun lago, ma altresì, per fermarci al caso del Lário, aver interessata tutta la montagna, e quanto vi era sopra; quindi anche la linea del morenico più alta; invece venne dimostrato (Pracchi, Nangeroni) per tutte e quattro le sponde dei due rami del Lário, che questa linea è decrescente da monte a valle, nel caso nostro specifico da Menaggio a Cernobbio (e, per essere più completi da Cólico-Sórico a Como e Lecco, cioè per tutto il lago e per ambedue i rami). Ed è da ricordare che questa linea alta si riferisce ad una glaciazione certamente anteriore al Würm, anche se qualcuno possa aver dubbi se si tratti di Mindel o di Riss.

Non parlo poi delle tre valli varesine sul cui fondo si nota una emergenza, sia pure piccola, ma sufficiente a determinare uno spartiacque, incerto ma effettivo, e non causato, forse, da deposito glaciale: Val Cuvia, Val Rasa, Val Ganna.

Se poi, invece di fermarci all'attuale fronte dei laghi noi proseguiamo verso sud, molto spesso percorriamo una pianura in leggera salita, accompagnata da versanti rocciosi, magari in-

gombra di morenico e per di più con qualche spuntone roccioso che emerge, fin che si raggiunge una cornice semicircolare, dopo di che si scende al piano, sia pure attraversando ancora colline. Si pensi, per esempio, alla piana che da Lecco va a Brívio e all'elevato ciglio semicircolare di Olgiate Mòlgora: è la *Zungebecken,* la cui origine è spiegabile bene, sotto ogni aspetto, con l'ipotesi della erosione glaciale; è la conca che continua e che le acque hanno coperto durante la preistoria (lasciandoci tracce di argille non coperte da altro morenico o al più, coperte da recenti detriti di falda), mentre l'approfondimento dell'emissario e altri fenomeni ne hanno ridotta la superficie, magari spezzata, per altri evidenti fenomeni, in piccoli laghetti paludosi (Olginate, ecc.).

In queste discussioni, introdurre il termine *fiordo* non ha alcun valore se non come analogia puramente morfologica empirica (come avrebbe detto Davis, cioè non esplicativa, quindi non scientifica), perchè tutti concordano che anche i fiordi non sono che valli modellate dai ghiacciai (sia in profondità sia alle sponde), il cui fondo è costituito da lunghe conche a navicella, cioè con il bordo rialzato anche verso lo sbocco nell'aperto mare che vennero occupate (o rioccupate, o ancor più riempite) dalle acque marine nel postglaciale per eustatismo con valore superiore al sollevamento terrestre dovuto alla diminuzione della cappa glaciale.

Ad ogni modo la soluzione del problema verrebbe rimandata all'origine e al tempo della morfologia a fiordi, preglaciale.

Invece rimane sempre impressionante e quasi inspiegabile l'assenza di materiale sedimentare continentale oligo-miocenica e pliocenica lungo le vie provenienti dalle Alpi, cioè lungo quelle vie che certamente vennero seguite dalle fiumane che hanno depositato i materiali nel pedemonte (o di materiale marino se accettiamo l'ipotesi dei fiordi pliocenici); quasi inspiegabile se non ammettiamo un enorme lavorìo dei fiumi e dei ghiacciai nel togliere di mezzo quanto prima era stato abbandonato.

Concludendo, fino a che non si scoprano nuovi motivi e documenti che provino l'impossibilità dell'erosione glaciale, mi pare che non si possa negare una tale attività nella escavazione delle conche dei laghi prealpini, in particolare dei laghi di Lugano e di Como.

VI. - Il morenico e le altre formazioni quaternarie.

Delle formazioni quaternarie nel nostro territorio si sono interessati (oltre allo Stoppani, Omboni, Penck, Taramelli del secolo scorso), in questo secolo: il Wilmer (1900-1915) in linea alquanto generale, il Vanni (1933) in modo più minuto, il Sacco (1936) con carattere divulgativo e, soprattutto, il Pracchi (1938, 1954) che ha analizzato tutto il nostro territorio per quanto riguarda prevalentemente il morenico e, in modo speciale quello della Val Intelvi. In un lavoro a carattere divulgativo, Mauro e Nangeroni hanno steso, nel 1950, un elenco dei Massi erratici della Lombardia occidentale, quindi anche della Val d'Intelvi, completo, sia pure entro i limiti d'un concetto restrittivo del significato di « Massi errátici » (volume, forma, struttura geolitologica). In poche pagine riassumerò le conclusioni, assicurando d'aver potuto osservare tutte le località nominate dagli Autori, oltre che, naturalmente, altre.

E' noto che nel Quaternario, il nostro territorio venne interessato dalla grandiosa fiumana glaciale lariana derivata dalla unione delle due imponenti colate glaciali della Val Chiavenna e della Valtellina. Alcuni fatti rendono probabile l' ipotesi che prima del quaternario non esistessero i laghi, ma che al loro posto s'allungassero due valli probabilmente più strette e con un fondo poco più alto del livello degli attuali specchi lacustri. L' imponente colata, che in un periodo di massima espansione riusciva alla confluenza a raggiungere gli attuali 1500 metri di altezza, giunta nell'alto Lario s' insinuava nelle valli confluenti nel Lário, già precedentemente scavate, riuscendo a porsi in qualche punto a contatto con le fronti dei piccoli ghiacciai che scendevano solo per qualche centinaio di metri dagli elevati circhi delle aspre cime di testata delle valli Livo, Liro e Albano, a occidente, Varrone, a oriente, e, più e sud, e nel ramo lecchese, dai grandi circhi della Grigna settentrionale e forse dalla zona Campelli, Artavaggio (ma qui siamo fuori dal nostro territorio). Giunta all'attuale centro lago, la fiumana glaciale, ancora alta fino a quasi 1400 m, si trovava di fronte a tante vie già largamente aperte, ma alcune probabilmente già sospese fin d'allora: la Valle Menággio-Porlezza che scende al Cerésio, il solco del Lario Comasco, le nume-

rose depressioni a oriente del San Primo per le quali si scende in Valassìna (Sella del Ghisallo, ecc.), il solco del Lario lecchese, la Val Pioverna; la fiumana si divideva quindi nei 5 rami, divergenti a raggera dal futuro centro-lago. Non solo, ma poichè il nostro gruppo è tagliato trasversalmente dalla depressione della duplice Valle Intelvi, aperta alle due estremità di Argegno e di 'Osteno, così, tanto dalla valle del Lário comasco, quanto dalla Valle del Cerésio sono penetrate due lingue che, come testimoniano le morene abbandonate, si anastomizzavano in corrispondenza di San Fedele d'Intelvi, almeno durante i periodi di massima espansione.

E' altrettanto noto, infatti, che durante l'era quaternaria si ebbero almeno 4 periodi glaciali, quindi almeno 4 discese di ghiacciai, alternati con periodi interglaciali, dai climi più diversi; e ogni periodo glaciale o interglacale è durato parecchie decine di millenni. Però sicure testimonianze sulle montagne prealpine si hanno solo per le tre ultime glaciazioni, cioè se furono 4, si hanno solo, e anche questo solo con molta probabilità, per la 2ª, la 3ª e la 4ª, ai quali termini sarebbe più preciso sostituire rispettivamente: terzultima (chiamata ufficialmente *Mindel*), penultima (= *Riss*) e ultima (= *Würm*).

Se noi supponiamo di scendere verso il Lario dalla cima d'una delle nostre montagne non molto ripide (per esempio dalla cima del M. Calbiga, alta 1688 m), dopo un territorio assolutamente privo di morenico, giunti a circa 1280 m, sul verde pendìo di erbe che non sempre riescono a mascherare il sustrato di calcare, troviamo dei blocchi sparsi, più o meno grandi, di granito, di gneiss, ecc., cioè di materiale alpino; poco più sotto, verso i 1240 m, c' incontriamo in bellissimi lunghi e potenti cordoni morenici orizzontali, spesso in 2 serie, una altimetricamente sovrastante all'altra; proseguendo la discesa, troviamo invece altri depositi morenici sotto forma di terrazzi, dove la pendenza del versante roccioso lo permette, costituenti una gradinata, più o meno completa, più o meno regolare, costituita di tanti gradini, fino a 10-12; e, molto spesso, le sezioni ci mostrano frequenti alternanze di vero morenico, di materiale alluvionale e di fluvioglaciale.

Quanto si è detto, a titolo di esemplificazione per la successione dei diversi depositi morenici sul versante di un monte, vale

anche per una valle che scende al Lario. Per esempio, nella Valle Intelvi partendo dai monti sopra la Sella di San Fedele (740 m) e scendendo, sia verso Argegno, sia verso 'Osteno, troviamo: prima, in alto, i lembi di morenico sparso, poi, più sotto,. i cordoni morenici; poi, numerosi ripiani di puro morenico o fluvioglaciale o alluvionale quasi in gradinata, fin che si giunge ai due laghi. Naturalmente, tutto ciò in generale, anche se non mancano eccezioni.

Per alcune considerazioni basate sul collegamento con le morene dell'alta pianura, sul grado di alterazione chimica del materiale, sul grado di demolizione meccanica, ecc., alcuni autori, tra cui il Sacco, il Pracchi e io stesso, sono venuti alla conclusione, sia pure solo probabile, che il morenico sparso, più elevato, ridotto a blocchi sparsi, più vecchio (circa 300 mila anni) rappresenti la terzultima glaciazione (Mindel), che i cordoni morenici, un po' più in basso, rappresentino la penultima (Riss), e la maggior parte dei terrazzi sottostanti rappresentino le diverse fasi dell'ultima glaciazione (Würm). Anche il Sacco nel 1936 aveva parzialmente prospettato questa distinzione.

Questo problema ha evidentemente un notevole interesse anche dal lato geomorfologico, soprattutto nel caso di cordoni e di terrazzi. Per esempio, quando si tratta di cordoni, è facile che tra il cordone e la roccia viva si allunghi una valletta, talora occupata da un laghetto; e quando si tratta di terrazzi, l'esame serve al geomorfologo per distinguere i terrazzi di costruzione (depositi) da quelli in roccia viva, e in tal caso dovuti a semplice selettività litologico-tettonica oppure a fenomeni ciclici d'erosione (prevalentemente fluviale) oppure ad allargamenti da azione erosiva glaciale o periglaciale.

Esaminiamo alcuni particolari.

1. *Il limite più elevato del morenico.* E' quello deposto nella fase di acme della più potente e più estesa delle tre ultime glaciazioni (Mindel) e, come si disse sopra, è, con qualche probabilità, rappresentato dal morenico sparso situato poco al di sopra dei cordoni morenici. A occidente, quindi verso il Cerésio, esso va dai 1250 sotto il Calbiga (sul filone suborizzontale del Sasso Bianco si adagia un gigantesco erratico) ai 1198 del Dosso di Prai, ai 1175 del Pinzernone. Si ha quindi motivo di ritenere

che durante il Mindel la colata del Cerésio penetrasse nella Valle d'Intelvi per la via di 'Osteno-Lanzo con un'ampia fronte della larghezza di almeno 11 Km, coprendo tutte le piccole cime che vanno dal Pinzernone (1175) al Camoè (1135) e tutte le ondulazioni del Dosso di Prai-Alpe di Ponna, tutte inferiori ai 1200 m;

Massi morenici sparsi sul dosso (scheletro liassico) di quota 988 dominante il Pian delle Noci, presso Lanzo d'Intelvi.

fronte larga, ma anche breve, perchè dopo soli 2-3 Km (Péllio-S. Fedele) s' incontrava con una quasi altrettanto ampia fronte della lingua proveniente dal ramo comasco che era penetrata da Argegno, con questa anastomizzandosi.

Il Bernouilli riferisce che un suo conoscente gli ha comunicato d'aver rinvenuto sul fondo dell'alta Val Bréggia, a 1280 m, alcuni ciottoli di cristallino molto alterati. Se si tratta d'un fatto naturale, bisognerebbe dire che il ghiacciaio della Val Mara poteva oltrepassare le selle e i dossi dell'alta Val Bréggia situati a oltre 1300 m, oppure che la colata Argegno-S. Fedele, penetrava dalla

Sella di Orimento 275. Certamente non si può supporre che derivi dal morenico abbandonato a 1130 da una esile fronte del ramo Argegno che, attraverso un'ampia depressione tra le falde del Pizzo della Croce e ai piedi del Sasso Gordona, intagliato fino a 970 m nella sottostante sella del Piano delle Alpi, s'affacciava all'alta Vallaccia, che confluisce nella Val Breggia solo a 725 m, cioè molto più in basso della località del rinvenimento (1280 m).

Debbo dire che nelle mie scorribande non fui così fortunato.

A oriente, cioè verso il Lário, si va dai 1300 m dell'Alpe Piazzola nell'alta Val Perlana sopra Tremezzo (valore dato dal Repossi) ai 1260 sopra Boffalora, ai 1230 poco sotto il M. Pasquella. Ma appena si entra decisamente in Valle Intelvi, l'abbassamento è impressionante: 1120 sotto la sella di Zerla (Monte Luria), 1150 a nord del M. Comana, 1130 alla Sella del Piano d'Erba, 1130 a Ermogna sopra il Piano delle Alpi, 1120 poco sopra la « Bolla » tra Casasco e la Capanna Bruno, 1130 sui dossi dell'alta Vallaccia di San Fedele sotto la Rocchetta d'Orimento. Quindi a oriente la lingua penetrava nella Valle Intelvi allargandosi tra il M. Pasquella e il M. Comana su una larghezza di soli 4 Km; e al Monte Prada, sopra la Sella di S. Fedele, si anastomizzava con la più ampia fronte del ramo proveniente dal Cerésio. Naturalmente riusciva a trasfluire, sia pure per poco, nell'alta Vallaccia della Val Breggia, in corrispondenza del Pian delle Alpi (A. Cerano) dove la sella non supera i 970 m, ma forse da nessun'altra sella. Emergeva quindi totalmente la costiera che va dal M. Comana al M. Orimento, salvo l'ampia depressione di poco più d'un chilometro sopra il Piano delle Alpi.

Più a sud, lungo il versante che guarda il Lário, le altezze diminuiscono sempre: 1100 sopra le Zocche di Láglio (alta Val Cárpino), 900 alla Stòpora (alta Valle di Úrio), 860 alla Madrona verso il Bisbino, 825 ai Monti Duello.

Per la zona Svizzera il Bernouilli cita alcune località e quote, probabilmente come limite massimo: Alpe Trevino 1070 e Alpe Pugerna 980 nell'alto Cerésio, Pianca di Val Mara 950, Alpe di Melano 900 nel basso Cerésio (Repossi indica 919) e S. Nicolao 720, oramai sopra Mendrísio. Nell' interno della Val di Múggio il morenico giunge a 550 m, perchè il ghiacciaio penetrava dallo sbocco: morenico del Lário, non del Cerésio. In questo periodo emergeva completamente dalla massa glaciale tutto il gruppo mon-

La regione del Lario durante le glaciazioni Mindel e Riss. In grigio il territorio non occupato da ghiacciai. Le piccole semilune indicano i cordoni morenici più elevati. La funzione della sella di Menaggio per penetrare nel Ceresio e della depressione Intelvi per l'anastomosi delle due colate secondarie (del Ceresio e del Lario), è evidente.

tuoso settentrionale, dai 1280 (estremo nord) ai 1130 (sud), e tutto il gruppo montuoso meridionale dai 1130 (estremo nord) agli 800-500 (estremo sud). Emergeva isolata la vetta della Sighignola, mentre erano certamente sommerse le due costiere del Dosso Prai (Val Ponna) del Pinzernone-Caslé ecc. sopra Lanzo.

Il cordone morenico rissiano dell'Alpe Sala (1230 m), franante ed eroso a calanchi.

2. Ma certamente ai nostri fini interessa molto di più l'esame dei livelli dei *cordoni morenici*, probabilmente Rissiani.

A occidente bisogna entrare nella Valle Intelvi ('Osteno) per vedere l' imponenza dei cordoni morenici. Caratteristici sono quelli dell'Alpe di Ponna (1130) e dell'Alpe Sesso (1105) e poi a Cöia (1012). Ma ben più grandioso è quel complesso che dalla costiera Filone del Cristè-Monte Prada scende al Pian delle Noci, sul quale ha scritto molto il Pracchi per concludere che proprio tra il M. Prada e la Sella di San Fedele avveniva l'anastomosi delle due convergenti colate di cui si è detto sopra. E' forse

un'unica imponente morena divisa in due da una vallecola forse d'erosione, sul cui fondo stagnano pozze d'acqua (solo ora diciamo che le piccole pozze d'acqua in dialetto comasco sono generalmente chiamate « bolle », « bollette »). Però, data la direzione, non è improbabile che si tratti anche di due *eskers*.

La sella di Boffalora con l'evidente cordone morenico (rissiano). La colata glaciale proveniva da sinistra (Làrio).

Il limite più alto qui è a 1120 m. Questa morena continua nei Dossi Lissiga e Brione (1000), ma la cerchia è chiusa da altro morenico che copre gran parte del Monticello e le falde del Monte Alpe Nuovo, poi passa al Pian d'Orano (1040) sopra Lanzo. Molto interessante il paesaggio a cordoni morenici alla Sella del Belvedere, e soprattutto alla sella sopra l'Elioterapico a NE del Caslè (1010). Certo la morena, che potremmo chiamare di Prada, è imponente; ma io credo che sia sostenuta da un notevole complesso roccioso di calcari marnosi liassici, le cui blande forme erano già pronte quando vennero coperte, prima dal manto glaciale e poi dal morenico.

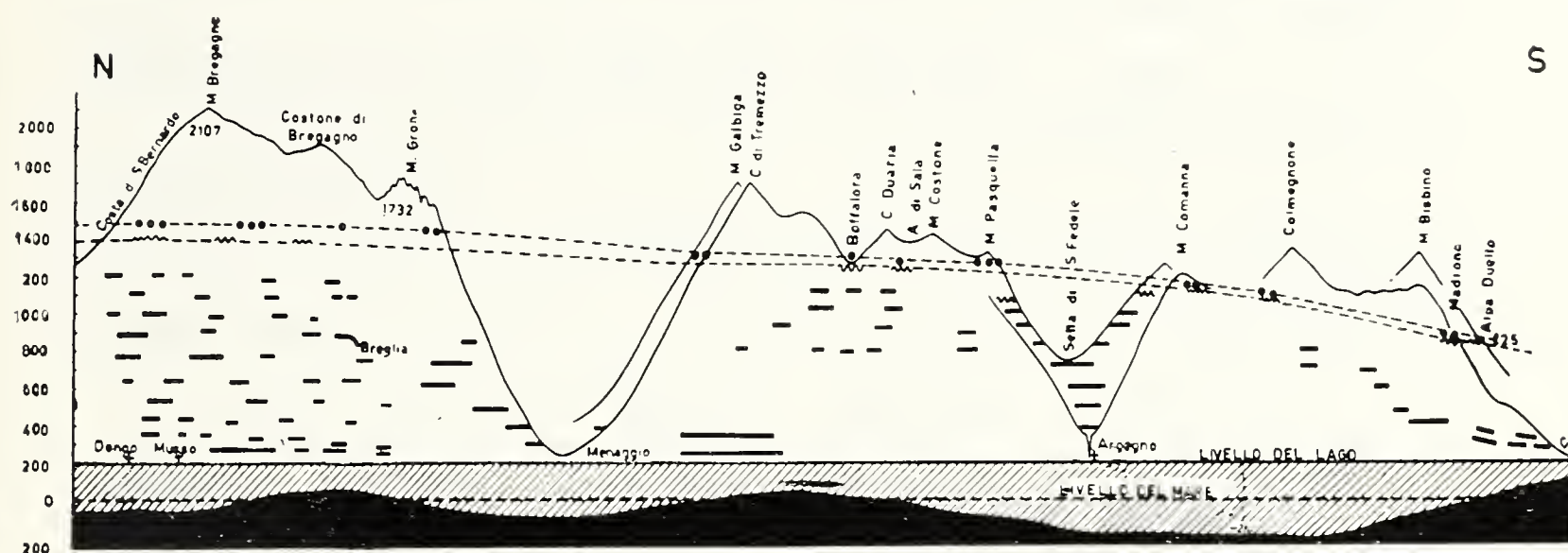
A oriente, dopo piccoli accenni sopra Tremezzo a 1270 m, si incontrano i meravigliosi cordoni, a 1250 dell'Alpe di Sala e della Sella di Boffalora. Poi si entra nella Valle Intelvi (Argegno) e subito troviamo, sotto il Pasquella a 1100 il cordone dell'Alpe Pianello e, meglio visibile, quello dell'Alpe Lanfrancona a 1070 di cui continuano le tracce a Badè e Zocchette (1076) sopra San Fedele. Ma più notevoli sono i cordoni sopra Schignano e sopra Casasco: a 1110 un cordone sale da Rovelli al Comana, una serie di cordoni va da Ermogna a Carolza (tutta la base è nettamente in ben visibile roccia viva come al dossetto 1132 e al Piano di Traversina 1005), per scendere alla « Bolla » e per risalire al bellissimo cordone che s' innesta a quello opposto delle « Bollette », sotto la Bocchetta di Orimento, determinando un notevole piano alluvionale con « bolle » ([7]) e pascolo, leggermente terrazzato nel postglaciale dal T.te della Vallaccia: siamo sempre sui 1100 m o poco più.

Uscendo dalla Valle Intelvi, le strapiombanti pareti non hanno permesso al ghiacciaio di depositarvi materiale morenico, quindi poche sono d'ora innanzi le tracce di cordoni: a 1060 alle Zocche di Laglio nell' interno della Val Càrpina, a 925 m sotto il Poncione della Costa, agli 825 m della Madrona, ai 760 m di Duello e ai 790 di Croce dell'Uomo.

Tanto sopra Lissiga quanto e soprattutto, sopra il Meriggio, il pendìo morenico apparentemente uniforme, è interessato da 3-4 lunghi solchi paralleli correnti in diagonale e non secondo il pendìo; per ora ritengo che si tratti di 3-4 lembi di morenico sovrapposti in 3-4 periodi successivi separati da brevi periodi, quindi esili vallette intermoreniche.

Evidentissima la morena di Lanfrancona che continua, non rilevata a cordone, sia verso Pianello 1100 (Lario) sia verso Belvedere 1013 (Cerésio). Qualche ciottolo erratico sulla cima del Pinzernone (1075) come al Dosso di Prai (1189) (= gneiss).

([7]) Le *bolle* sono spesso delle resorgive, o almeno così appaiono anche se sbarrate da morenico (Case La Bolla sotto Cap. Bruno a 1075), la bolla sotto Orimento (1110), le Bollette (1129) la cui morena scende determinando la bella conca della C.na Perini, dominata dal Monte Nuovo (1206), in roccia. Altra bolla e conche somiglianti, alcune a doline, altre evidentemente dovute a piccole cave di ghiaia, sul Dosso della Pietra Fessa. Altre ancora sul dosso e alle spalle del Pian delle Noci.

3. Quanto ai *terrazzi morenici,* in gran parte würmiani, notevole è la difficoltà di distinzione tra essi e quelli alluvionali e fluvio-glaciali; per esempio nella conca di Lanzo, il grande multiplo terrazzo che va sotto il nome di Piano delle Noci sugli 850-900 m è detto comunemente morenico, e di materiale morenico ne ha, ma la prevalenza è di sabbie e ghiaie alluvionali e fluvio-glaciali: tutto questo materiale copre, per uno spessore di 10-20

Disposizione altimetrica dei depositi morenici dall'Alto Làrio (Bregagno) a Como, sponda occidentale. La linea più elevata è quella del morenico più elevato, sparso (Mindel?); quella sotto collega i depositi morenici a cordoni situati poco sotto il morenico sparso (Riss); i tratti indicano i terrazzi morenici, raramente a cordoni. Dall'allineamento in lenta discesa delle due linee più elevate, risulta che, almeno dal Mindel ad oggi, non vi fu nè un sollevamento prealpino nè un abbassamento alpino; quindi che le conche lacustri prealpine, certamente non pre-quaternarie, non sono probabilmete dovute a fenomeni tettonici del tipo suddetto (da Pracchi).

metri, una superficie pianeggiante rocciosa liassica, precedente alla accupazione glaciale, anzi con ogni probabilità pliocenica.

Bernouilli giudica molti terrazzi vallivi come dovuti a *kames* e cioè a delta di fiumi glaciali e subglaciali sfocianti in laghi dovuti a sbarramenti morenici; la struttura del materiale dà piena ragione al Bernouilli. Tali, ad esempio, le terrazze connesse col Pian delle Noci, quello sotto Arogno in Val Marana, ecc.

Pracchi è riuscito a intravedere la possibilità di definire, sia pure molto dubitativamente, lungo la sponda lariana da Musso (alto Lário) a Cernòbbio, la presenza di ben 11 serie di terrazzi

morenici, di soli 9 nella Tremezzina, di 7 da Argegno a Cernobbio e di 7 nella Val d' Intelvi.

Per quanto riguarda le 11 serie della sponda lariana da Musso, rimando allo stesso Pracchi; per le 7 serie della Val d'Intelvi soprattutto versante Argegno, molto meglio visibili e di maggiore importanza, sintetizzo qui i risultati, ricordando che le serie sono molto più visibili da S. Fedele ad Argegno che da S. Fedele a 'Osteno in rapporto anche alla maggior ripidità del versante Cerésio.

I, sui 1000 m: Meriggio, Pian delle Alpi, Pian delle Noci (con *facies* lacustre);

II, sui 920 m: Fopa (sopra Blessagno), Bavè (sotto Prada), Alpe Casasco, ecc.;

III, sugli 820 m: Lura, Péllio Sup., Casasco, Bédolo, ecc.;

IV, sui 750 m: Blessagno, S. Fedele Inferiore, Véglio;

V, sui 600 m: Castiglione (con *facies* lacustre), Ovrascio, Retegno, Occagno;

VI, sui 500 m: Dizzasco, Malóbio, strada sotto Villa Màcchero;

VII, sui 400 m: Murónico, S. Anna, ecc.

Molto spesso i terrazzi morenici mascherano terrazzi di roccia d'età anteriore, con ogni probabilità pliocenici.

Il Pracchi accenna opportunamente ad alcuni depositi a *facies* lacustre (a Castiglione, ex-lago a monte del Ponte Gatta, e a S. Anna); così accenna ad alcuni lembi alluvionali fortemente cementati (a Blessagno, a Castiglione).

Ma le fasi evolutive della Val d'Intelvi nel quaternario meritano uno studio estremamente più particolare.

Dei 9 terrazzi della Tremezzina quelli inferiori su cui poggiano numerosi nuclei e cascinali e villaggi (Griante, Rogaro) sono talmente grandiosi non solo da costituire una ben appariscente balconata a gradini che dalle falde della parete del Sasso di San Martino scende al lago, profondamente intagliata da ripidi recenti solchi di torrenti locali, ma da far pensare che la scarsa profondità del lago da Cadenábbia a Bellágio non sia in rapporto solo al passaggio subacqueo della compatta dolomia no-

rica attraverso il lago, ma anche ad una diga morenica stadiaria sommersa. Si pensi che di fronte ai soli 131 m di profondità di questa soglia, si hanno ben 280 m nel centro lago e 25 nella Tremezzina meridionale.

D'altronde la diminuzione dei terrazzi morenici da 9 a 7 col passaggio dalla Tremezzina alla zona di sbocco tra Argegno e Cernobbio, sta ad indicare che alla Tremezzina si ebbe una sosta del ghiacciaio in ritiro, quindi costruzione di terrazzi appartenenti a serie più interne e quindi topograficamente sottostanti rispetto a quelli costruiti allo sbocco in periodo di maggiore sviluppo.

Quanto al versante Cerésio non conosco particolari lavori su questo argomento.

Tra gli effetti dei depositi morenici, soprattutto rissiani, ricordiamo quanto segue: il torrente che scende dalla Sighignola verso Lanzo, cioè verso il Telo d'Argegno, è stato deviato nella Valle della Mara. Il Monte San Zeno venne unito alla testata delle Valli Erboggia e Schignano da una lunga morena. Un torrente che scendeva dal Meríggio verso il Telo d'Argegno, venne deviato verso il Telo di 'Osteno. E' forse dovuta a impedimento morenico la mancata unione del T. Ponna col Telo in corrispondenza di Laino-Pellio. Laghetti, chiamate « bolle », si trovano sia nelle valli intermoreniche (sotto Bollette) sia tra la morena, che fa da sbarramento, e il pendìo roccioso (Alpe Sala, forse anche la « bolla » dell'Alpe Boffalora). E' il materiale morenico poggiante sui pendii non molto calmi che determina, durante i forti acquazzoni, la discesa rapida di molto materiale sfatto e quindi allagamenti e sovralluvionamenti da frane.

BIBLIOGRAFIA

1902 - Repossi E. - Osservazioni stratigrafiche sulla Val d'Intelvi, la Val Solda e la Val Menaggio; con carta geologica - *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.*, Milano, Vol. XLI, 2.

1916 - Frauenfelder A. - Beitr. zur Geol. d. Tess. Kalkalpen - *Eclogue geol. Helv.* 14/2.

1920 - Renz C. - Beitr. zur Kenntn. Juraform. Geb. M. Generoso - *Ecl. geol. Helv.* 15/5.

1930 - Doeglas D. I. - Die. Geol. M. San Giorgio u. des Val Mara - *Leid. geol. Meded.*, III/6.

1933 - Vanni M. - Gli apparati morenici würmiani del ramo occidentale del Lario - *Boll. R. Soc. Geogr. It.*, 10, 1933.

1935 - Sölch H. - Fl. u. Eisw. in d. Alpen zwischen Otzt. u. St. Gott. - *Peterm. Mitt. Ergänz.* 220.

1936 - Annaheim H. - Die Landschafts formen Lugan. - *Geogr. Abh.* 38, Heft 8, Stuttgart.

1937 - Vonderschmitt L. - Die Lug. Verw. b. Melano, ecc. - *Ecl. geol. Helv.*, 30, 1937, Basilea.

1940 - Vonderschmitt L. - Ber. üb. Eskurs. Schw. Geol. Ges. in den Süd-Tessin - *Ecl. geol. Helv.* 33/2.

1946 - Annaheim H. - Geomorfolog. Südalpen Schw. Gotth. Alpenrand - *Geogr. Helv.* I, H, 2.

1947 - Mauro Fr.-Nangeroni G. - I trovanti - C.A.I., Milano.

1949 - Staub R. - Betrachtungen über den bau der Südalpen - *Ecl. geol. Helv.*, vol. 42, 1949, Basilea.

1952 - Lehner P. - Zur Geol. Geb. Denti della Vecchia, Boglia, Brè, S. Salvat. - *Ecl. geol. Helv.* 45/1.

1952 - Pracchi R. - Il morenico quaternario sul Filone Cristè - *Atti XV Congr. Geogr. Ital.*, Torino.

1953 - Kuhn E. e Vonderschmitt L. - Probleme des Südtessins (con cartina geologica) - *Ecl. geol. Helv.* 46.

1954 - Pracchi R. - Il quaternario nel Lario occidentale - *Atti Soc. It. Sc. Nat.*, Milano, vol. 93, Fasc. I-II.

1956 - Santini L. - Studi stratigr. ecc., studio stratigr. e micropaleontol. formaz. marnose della Gonfolite - *Riv. It. Paleont. Strat.*, 62/4, Milano.

1957 - Fiorentini-Potenza M. - Ricerche stratigrafico-petrografiche sulla molassa subalpina terziaria comasca, Gonfolite - *Ist. Lomb. Sc. Lett.*, Vol. 92, Milano.

1957 - Cita M. B. - Sintesi stratigrafica della Gonfolite - *Riv. It. Paleont. Strat.* 63/2-3, Milano.

1962 - Cita M. B. - Il Paleogene in Lombardia - *Memorie Soc. Geolog. It.*, Vol. III.

1962 - Boni A. - L'orogenesi paleogenica nelle Prealpi lombarde, ecc. - *Mem. Soc. Geolog. It.*, Vol. III.

1962 - Gabert P. - Les plaines occidentales du Po et leurs piedmonts - *C.N.R.*, Parigi.

1963 - De Sitter L. U. - La structure des Alpes Lombardes - Livre memoire P. Fallot, vol. II, Soc. Geol. France, Paris, 1960-63.

1964 - Bernoulli D. - Zur Geol. M. Generoso (con carta geologica) - *Beitr. Geol. Karte Schweiz.*, N. F. 118.

1968 - Pinna G. - Gli erionidei della nuova fauna sinemuriana a crostacei decapodi di Osteno - *Atti Soc. It. Sc. Nat.*, vol. 107, Fasc. II, Milano.

Carte Geologiche Italiane - Foglio 32 *Como* e Foglio 17 *Chiavenna*, scala 1:100.000.

La sella di Grandola (400 m) sospesa per 200 metri sul Làrio (a sinistra), fa capo all'ampia e non ripida Val Menaggio-Porlezza. A sinistra il solco del T. Sanagra che scende al Làrio con una gola invece che al Ceresio (come sembrerebbe per la pendenza della sella). In alto a destra il Dossone (dolomia norica tipica) sotto cui affiorano gli strati ripidi calcareo-marnosi della stessa dolomia, che giungono fino a Porlezza, cioè al Ceresio (*Foto Laghi*).

Dal Monte Crocione (1641, a sinistra, calcari liassici) al Dossone (881, a destra, dolomia norica), attraverso la dolomia a Conchodon (paretina) e i più lenti pendii nei calcari ± marnosi e ± coralligeni del Retico (Sella Monti Brente tra marne e calcari, 1059, e Bocchetta di Nava tra marne retiche e dolomia principale, 848). Notare le pieghe nel retico.

Le irregolarità della superficie del Dossone sono in rapporto indiretto con faglie verticali.

Uno dei piani carsici che si osservano sulla superficie alta del Dossone sopra la Tremezzina, a 850-800 metri.

Il Dossone (dolomia norica). L'alta superficie carsificata e interessata da faglie verticali conserva una certa uniformità altimetrica (850-800 m) nonostante l'obliquità delle bancate (terrazzo del più antico pliocene?). I buchi, più o meno rotondi, sono le aperture di altrettante cavità carsiche.

Il golfo della Tremezzina compreso tra la penisola-basso altopiano di Griante-Cadenabbia, in secondo piano (terrazzi morenici che ricoprono un basamento di strati norici obliqui), dominata dal dolomitico Dossone (880 m), e, in primo piano, la penisola di Lavedo, tutta in dolomia norica. Il golfo corrisponde ad una depressione tettonica (sinclinale) della dolomia norica e quindi all'affioramento regolare costiero delle marne retiche.

Il piano di Pigra (880 m) dominato dal M. Pasquella (1331 m). E' un terrazzo in roccia a strati obliqui, alquanto alterato morfologicamente, coperto da abbondante morenico, probabilmente del Miocene più recente.

La flessura-anticlinale di Ossuccio-Colonna bene indicata dalla sporgenza selettiva della lunga e suborizzontale lista bianca di dolomia a Conchodon che, giunta sul dosso a sinistra (la Croce), scende verticalmente fino al lago (Colonno). La simile sporgenza sottostante è dovuta a calcari retici ± coralligeni.

Il Monte di Tremezzo da sotto il Calbiga (1700 m). Versante Lario. Calcari liassici; I sistema di montagne. Morfologia blanda.

M L

L
B
C

La conca di Castiglione Intelvi (C) col Monte Luria (ML) e i terrazzi di Lura (L) e Blessagno (B; morenico, con base rocciosa) separati dalla « valle » (frattura). Da Castiglione l'ampia valle sale ai 740 m di S. Fedele (spartiacque (*Salandin*).

Sulle morene del Meriggio (1000 m) con 2-3 tipici leggerissimi avvallamenti dovuti probabilmente a costruzione glaciale. Sullo sfondo a destra il Passo di Orimento (1275) privo di morenico; a sinistra si sale al Pizzo della Croce.

Il cordone morenico delle Bollette a 1100 metri.

Il Dosso sopra Lissiga 988 m, Pian delle Noci, il cui morenico maschera l'ossatura rocciosa.

La « Bolla » tra morene ricoprenti roccia viva, a 1100 m.

La bassa valle di Schignano, coperta di morenico e terrazzata (1 = S. Anna, 400 m; 2 = Villa Macchero, 525 m). Sullo sfondo il Sasso Gordona.

Il terrazzo di S. Sisimio (300 m) sospeso per 100 metri sul Lario, intaccato da vallette di raccordo limitatamente al terrazzo.

Lanzo d' Intelvi (880 m) con la costiera del Belvedere-Pian d'Orano che lo separa dal Ceresio. In secondo piano, Lugano e, a sinistra, il S. Salvatore. Sullo sfondo, le Alpi dal M. Rosa (sinistra) al M. Leone (destra) (*Brunner*).

L'altopiano di Lanzo d'Intelvi dominato dalla Sighignola (1302) al centro, e i terrazzi di Pellio inferiore e di Laino, dalla Val Ponna. Sullo sfondo a sinistra il solco della Val Mara che scende al Ceresio (Maroggia).

Un terrazzo (presso S. Vittore) della valle che scende da Pellio-Laino al Ceresio (qui visibile). E' un lungo stretto diaframma roccioso, coperto di morenico terrazzato, che tiene separati, fin quasi al lago, il solco del T.te Ponna-Livone (a destra) dal solco del T.te Telo d'Osteno (a sinistra), separazione alta dovuta probabilmente a fatti morenici.

Da sopra Porlezza verso la Valle del Telo di Osteno, sullo sfondo a destra. Si notino i terrazzi e il solco del F. Telo; la costiera dei monti a sinistra, del Dosso Prai (1189); i delta di Porlezza, del Tremezzolo (a sinistra in mezzo) e di Santa Giulia sullo sfondo, allo sbocco della valle omonima; il calmo Pizzo della Croce e il più ardito Generoso (*Salandin*).

Da sotto il Generoso verso S. Fedele Intelvi. In primo piano i morbidi dossi sui 1400-1500 (Alpe Pesciò, Alpe Squadrina); in secondo piano la Bocchetta d'Orimento (1275) e, a destra, il costone del Pizzo della Croce; il villaggio di S. Fedele dominato dal M. Luria (1293) e dal terrazzo Zocchette (1125) con morenico sparso. Più dietro, i monti che salgono al Monte di Tremezzo. Sullo sfondo a destra, il Monte Legnone e, al centro e alla sinistra, le Alpi Retiche.

Il lento versante orientale del Generoso che scende alla Val Breggia con dolci ondulazioni attraverso costoni-terrazzi sui 1000 metri (qui il Roncapiano, Faidello).

Il Pizzo della Croce (anticlinale, 1491 m), versante occidentale, sopra Erbonne alla testata della Val Breggia, da sotto il Generoso. Notevole la forte intaccatura del valloncello al centro.

Le rupi del Sasso Gordona (1410) che sorgono dal piano di Prabello (1200). Ripidità derivata da orizzontalità di strati e da litologia molto compatta (= calcari con numerosissime selci).

Il Sasso Gordona (calcari estremamente selciferi in strati orizzontali) alla testata della Valle di Schignano. Notevolissima copertura di morenico fino a 1120 m.

La testata della Val della Grotta (Val Breggia) dal M. Bisbino, con il Sasso Gordona (a destra) emergente dai ripiani-dossetti sui 1100-1200.

Il M. Generoso (1701), visto dal Bisbino (1325), con la Valle di Muggio. A destra, sullo sfondo, il Pizzo della Croce (1491). Notevolissimo il lungo terrazzo sui 1100 metri che costituisce la sommità di uno dei numerosi simili costoni che si staccano dalle falde meridionali del Sasso Gordona (*Agostini*).

I calmi dossi che separano l'alta Val Salorino (a destra) dalla Valle di Muggio (a sinistra), sui 1100 metri. Sullo sfondo a destra, il M. Bisbino.

Il Colmegnone (1383 m) in anticlinale; lias molto marnoso in sommità, calcari alquanto selciosi sotto: uno dei fattori della diversa morfologia e pendenza. La punta più aspra è la Punta Forcoletta.

La parte meridionale del Lario comasco: la cima del Colmegnone (anticlinale), la cui struttura determina sul lago la Punta di Torriggia; a oriente, l'insenatura di Faggeto Lario (sinclinale). Sullo sfondo, quasi al centro, a quasi 900 m, il piano arcuato di Pigra (tardo Miocene?).

La costa-monte lariana da Moltrasio (sinistra) a Laglio (destra). Asprezza del versante soprattutto fino al limite del morenico; maggiore asprezza dell'alta base del Colmegnone (destra), anche in rapporto all'anticlinale e agli affioramenti di calcari selciosi; paesaggio più calmo lungo le altre sommità; terrazzi pliocenici con solco quaternario (?) di ringiovanimento al centro. Sullo sfondo, da sinistra: M. Generoso (1701 m), quasi al centro le due cime del Pizzo della Croce (calmo, calcari marnosi, 1491 m) e del Sasso Gordona (aspro, calcari assai selciosi in strati orizzontali, 1409 m).

Lario occidentale a Moltrasio. Sommità calme (1200 m) nonostante i calcari selciosi; versante inferiore più ripido in rapporto soprattutto all'escavazione glaciale; terrazzo dei monti di Lenna a circa 550 m (Pliocene antico?).

Il Dossone (860-880) in dolomia norica, con parete interessata da grotte (e da fratture), emergente dalla bassa copertura morenica della Tremezzina-Griante.

In primo piano il lungo dosso del Borgnone (750), in vulcaniti permiche, emergente dal Ceresio (col ponte-morena stadiaria di Bissone-Melíde); in secondo piano la lunga parete del Generoso.

Il gruppetto liassico della Sighignola poggiante, per faglie (Generoso, Lugano), sul pacco di dolomia ladinica (emergente dal Ceresio), di carnico e di nórico (verde dei campi e prati) che, salendo a destra, giunge nei dintorni del Passo San Vitale e ad Arogno (da Lugano).

Il Pizzo della Croce (1491) dal Sasso Gordona. A destra, versante Intelvi, a sinistra, versante Breggia. La linea che separa il bosco dai sovrastanti prati e pascoli, sui 1100 m, in versante Intelvi, segna, più o meno regolarmente, anche la linea del morenico più elevato (Mindel e Riss).

Solchi nivali sul dosso morenico presso la Pietra Fessa.

I monti della Tremezzina. Dal basso: terrazzi, come tali prevalentemente morenici; il Dossone (dolomia norica); calcari marnosi piegati (retico); fascia di dolomia a *Conchodon* (infralias); calcari liassici del Monte Crocione-Monte di Tremezzo. Notevole corrispondenza tra litologia e morfologia; *non* corrispondenza tra immersione degli strati e linea delle maggiori altitudini, né tra la superficie ondulata-pianeggiante del Dossone e l'inclinazione degli strati di dolomia norica.

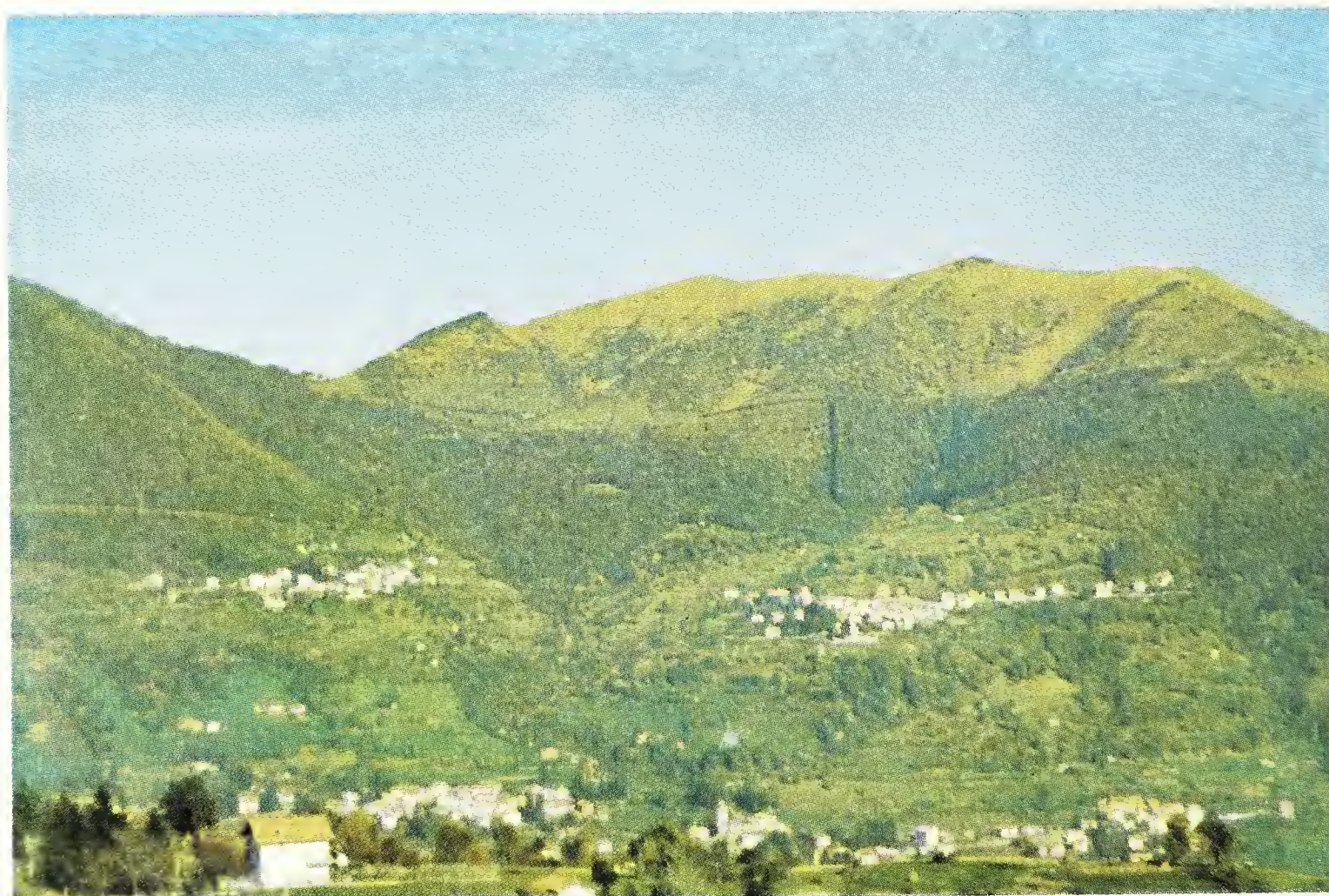
Il piano di testata dell'alta Val Breggia (1350) limitato a sinistra dai dossi tondeggianti del M. Orimento e del Pizzo della Croce, con la Bocchetta di Orimento, a metà, 1275 m.

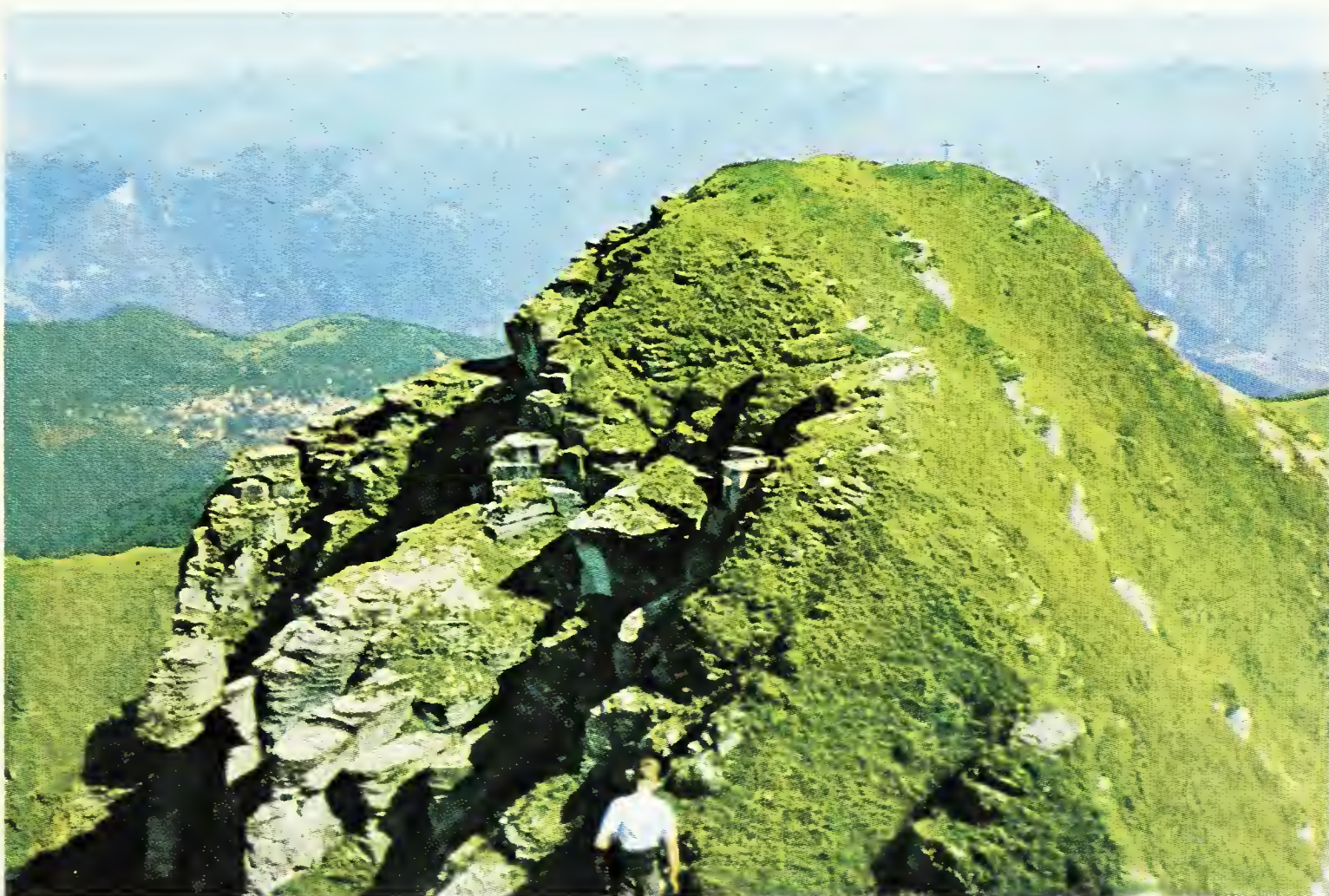
Dalla sommità del Generoso (1701) verso il piano della ferrovia (1600), versante svizzero.

Dal M. Calbiga verso l'alto Lario. In primo piano, la Sella di Grandola (400), il dosso ladinico sopra Breglia con la sella carnica di Breglia; il solco che separa il primissimo dal primo piano è quello della Val Sanagra. In secondo piano, oltre il Lario, il M. Legnone (inizio delle Alpi Orobiche) in cristallino, i monti del Disgrazia (serpentine) e della Val Chiavenna e Tellina (ghiandone, serizzo, gneiss) con qualche ghiacciaio.

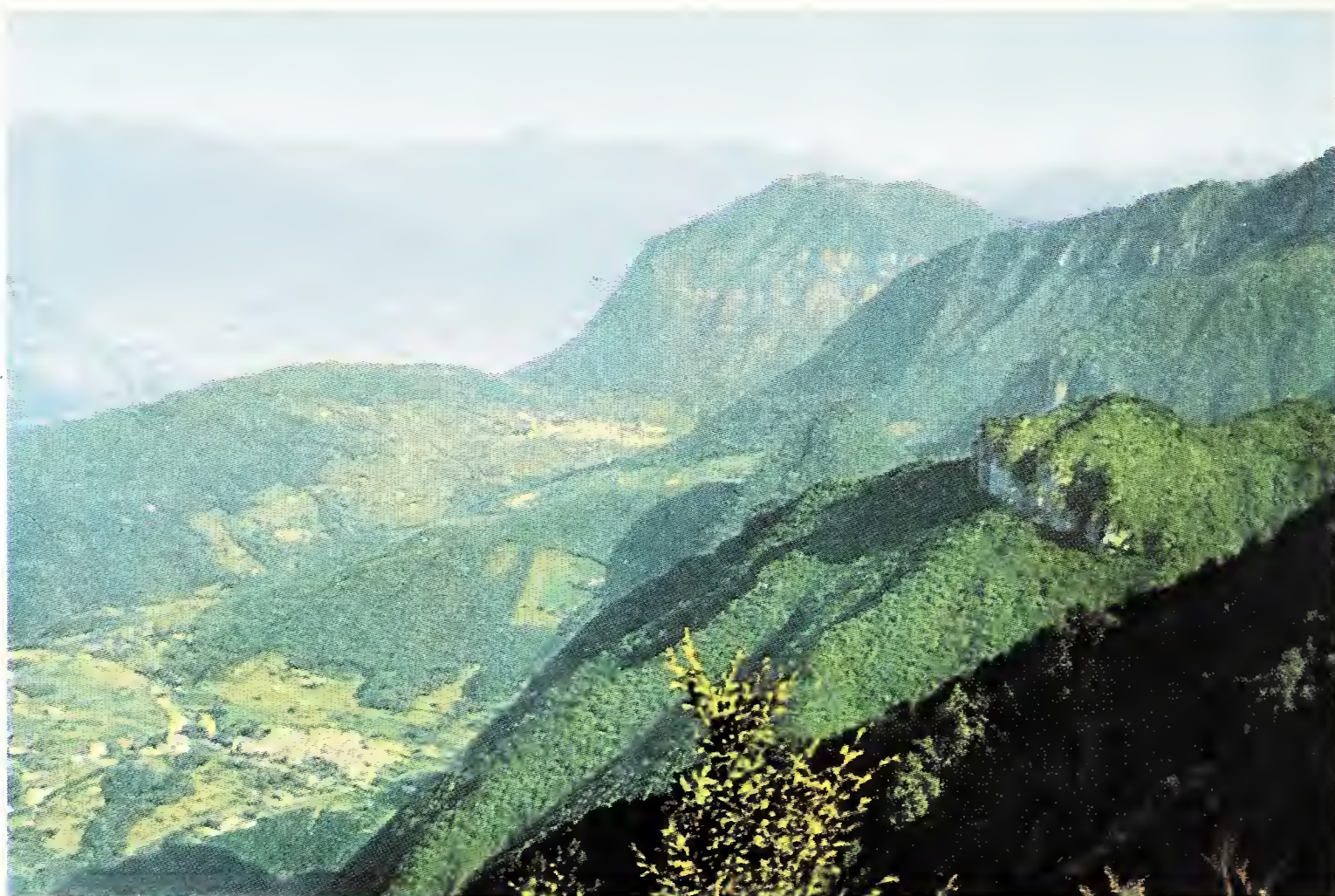
Le pieghe in retico sotto la dolomia a *Conchodon*, coperta a sua volta dai verdi e più calmi pascoli (in lias) dei monti di Tremezzo (da sotto il Dossone).

La Valle del Telo d'Argegno. In primo piano, il conico dosso isolato del San Zeno, legato alla testata valliva (Sasso Gordona) da una cresta morenica che riveste roccia. In secondo piano la popolosa testata della valle (730 m) a San Fedele Intelvi dominata dal M. Luria (quasi 1300 m). Sullo sfondo, i monti della Val Solda, ecc., al di là del Ceresio.

La conca della media Intelvi d'Argegno, a Castiglione, con i terrazzi prevalentemente morenici di Lura e di Blessagno, dominata dalla catena del M. Pasquella (1331). Il limite del morenico più alto coincide approssimativamente con il limite alto del bosco (1120).

Le forme blande e tondeggianti dei monti (liassici) a nord della Valle Intelvi. Si noti la visibile differenza tra i monti di destra (Calbiga, sui 1600) e i monti di sinistra (Cima Duaria, sui 1400-1300) separati dalla Sella di Boffalora (1230). Il ghiacciaio superò solo di 20-30 metri l'altitudine della Sella. Sullo sfondo, il Generoso, a destra, e il Sasso Gordona, a sinistra.

La vetta del Generoso (1701): strati suborizzontali; versante italiano, a destra, più calmo di quello svizzero, a sinistra.

Sopra Dizzasco: il piano-terrazzo (in roccia) del Roccolo (700-730 m) e le ondulazioni-terrazzo del M. Gireglio (1000), visti da sopra Castiglione.

Parte del versante Ceresio del Generoso da Bellavista. Si osservi: il Sasso Piatto, quasi in primo piano; più dietro, appena accennata, la piramide del Sant'Agata; più in là, Arogno e la Sella di SanVitale, tra la dominante Sighignola e il lungo dosso del Borgnone (750); tutti lungo la faglia del Generoso (e in vicinanza della faglia di Lugano). Forse del pliocene antico i piani sui 700-750 m, pliocene medio quelli sotto, di Arogno (in alto, al centro) e di Rovio (in basso, a destra).

Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano - 109/2: 185-219, 15-VI-1969

Fiorenzo Mancini

NOTIZIE SUI PALEOSUOLI E SUI LOESS DELL'ANFITEATRO OCCIDENTALE E FRONTALE DEL GARDA (1)

(con osservazioni di micromorfologia pedologica di G. A. Ferrari)

Riassunto. — Vengono dettagliatamente descritti alcuni paleosuoli di età mindel-rissiana, riss-würmiana e post-würmiana rinvenuti nell'anfiteatro occidentale e frontale del Garda. Su tali paleosuoli sono state altresì eseguite numerose analisi fisiche e chimiche nonchè, da parte di G. A. Ferrari, ricerche micromorfologiche. Vengono altresì esaminati vari loess di diversa età.

Si conclude che la pedogenesi durante il Grande Interglaciale fu, come era stato anche in precedenza segnalato, caratterizzata da un ambiente forestale con clima subtropicale più umido dell'attuale e probabilmente anche un pò più caldo. La lunga durata del processo pedogenetico ha consentito la formazione di suoli molto evoluti di cui troviamo oggi il corrispettivo appunto in regioni subtropicali umide.

Durante il più breve interglaciale Riss-Würm la pedogenesi è stata non molto dissimile anche se di un pò minore intensità. Il paleosuolo che ne è risultato è quindi molto meno evoluto sopratutto per la minor durata del processo pedogenetico.

Sulle formazioni würmiane si riscontra infine un suolo assai poco evoluto in vari casi appartenente ai suoli bruni lisciviati.

Il lavoro termina con alcune brevi considerazioni sul come potrebbe svolgersi in futuro la ricerca sui paleosuoli della Valle padana.

Summary. — Profiles of paleosoils on moraines and loess are described from various localities of the Garda amphitheatre. Data of the physical and chemical analysis are reported. Micromorphological description of the main horizons due to G. A. Ferrari follows.

Pedogenesis during the great interglacial has been characterised, as previously reported, by subtropical climatic conditions more humid and

---

(1) Lavoro eseguito nell'*Istituto di Geologia Applicata* della Facoltà di Agraria - Università di Firenze - col Contributo del « Consiglio Nazionale delle Ricerche ».

somewhat warmer than to day and by a dense forest cover. The long duration of the pedogenetic process allowed the formation of a strongly evoluted soil corresponding to those now existing in the humid subtropical regions.

During the shorter interglacial Riss-Würm pedogenesis was not very different but of minor intensity. The paleosoils are less evoluted overall for the minor length of the pedogenic process.

On the würmian formations soils may be observed of slight evolution in many cases pertaining to the brown leached.

The paper ends with some short reflections on the methods most suitable in the future for the progress of the researches on the paleosoils of the Po valley.

Premessa.

L'anfiteatro morenico del Garda ha seguitato in questi anni ad interessare Sergio Venzo, che dopo aver presentato nel 1961 al Congresso del Quaternario di Varsavia il rilevamento del tratto orientale — con grande carta a colori 1:25.000 —, iniziò nel 1962 a studiare il tratto frontale con la collaborazione del suo allievo F. Medioli, e poi anche di F. Petrucci. I risultati di tali indagini formano l'oggetto di una bella memoria con grande Carta a colori 1:40.000, pubblicata col contributo C.N.R. nell'estate del 1965. Tale lavoro è stato presentato sia al VII Congresso del Quaternario a Denver nel Colorado (VII INQUA), che alla LXIII Adunanza estiva della Società Geologica Italiana. Sergio Venzo fu infatti presidente della Società geologica per il biennio 1964-65 e guidò ai primi di ottobre i Consoci, sia sull'Appennino parmense che sul Garda.

Sergio Venzo, col quale avevo collaborato per la pedologia del tratto orientale dell'anfiteatro, volle molto gentilmente che io partecipassi anche al rilevamento del tratto frontale, come ricordato nella sua Carta: ciò per discutere via via i vari aspetti geomorfologici in rapporto coi paleosuoli e con i depositi loessici. La discussione, sempre più amichevole e cordiale, fu sovente assai vivace ed i risultati principali sono racchiusi nella citata memoria di Venzo e nella grande e bella Carta che l'accompagna.

Ad esso pertanto rinvio per un quadro completo del problema. In queste pagine intendo invece illustrare alcune questioni più spiccatamente pedologiche. Verranno pertanto descritte alcune sezioni più interessanti. Dei vari livelli vengono altresì ri-

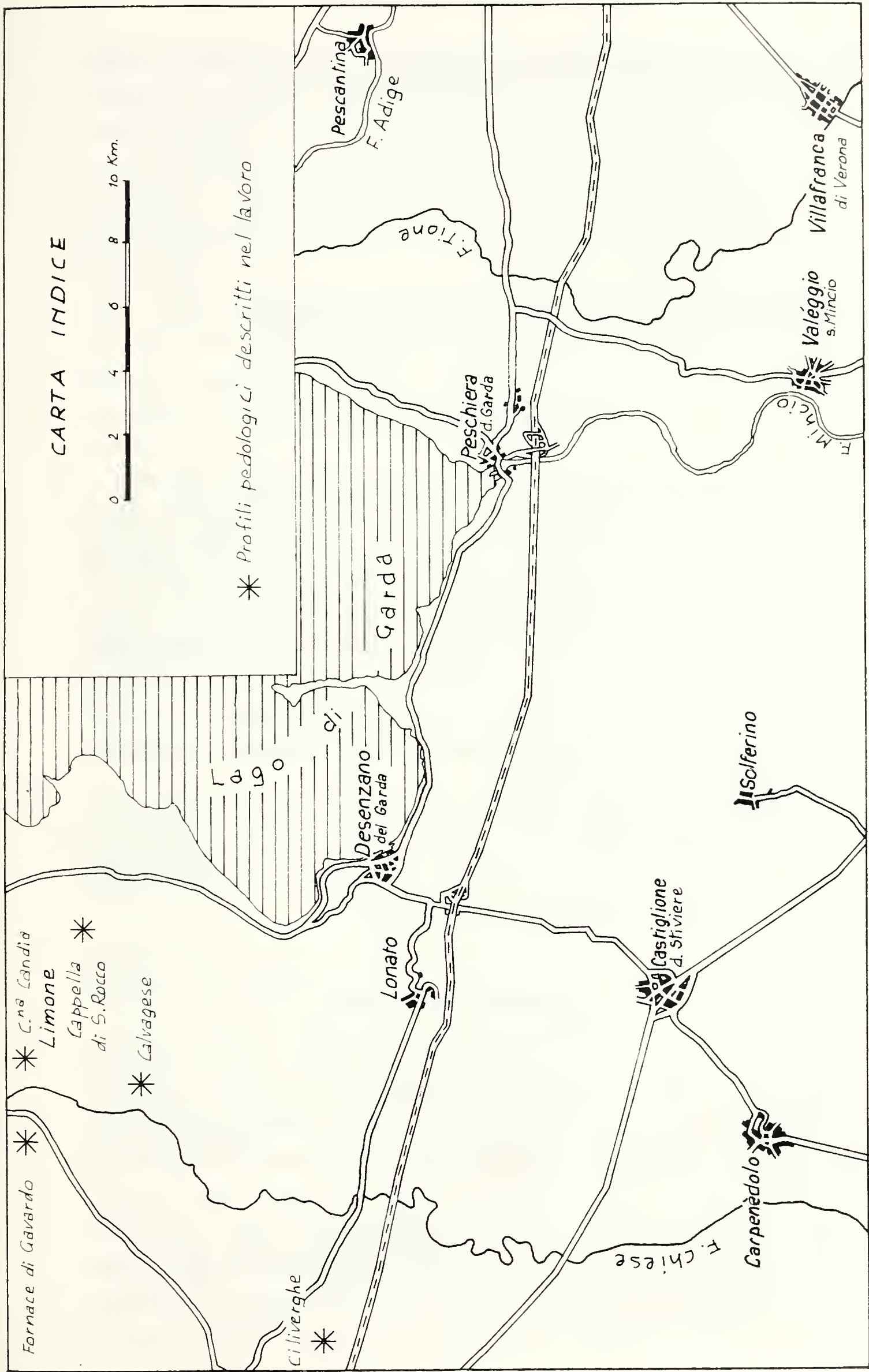



Fig. 1. — Carta Indice colla distribuzione delle località citate ed i profili pedologici illustrati. Essi sono ubicati nel tratto occidentale del grande Anfiteatro, perchè i paleosuoli sono più conservati, mentre la regione frontale è molto dilavata ed erosa dai grandi scaricatori fluvioglaciali del Riss e del Würm, che asportarono completamente anche il morenico Mindel (v. *Carta* Venzo 1965). Il tratto orientale, fu invece oggetto di un precedente lavoro pedologico (Mancini, 1960).

portati dati di analisi fisiche e chimiche, e per i principali anche una dettagliata descrizione micromorfologica, dovuta al mio Assistente G. A. FERRARI, che si unì varie volte a noi nel rilevamento. Un altro mio collaboratore, il dott. D. MAGALDI, ha poi curato l'analisi mineralogica di alcuni campioni, mentre la dott. M. A. RASPI ha eseguito con la consueta perizia gran parte delle analisi chimiche.

La *Carta Indice* della fig. 1, illustra la posizione delle località studiate, coi profili pedologici più significativi.

1. - Il Paleosuolo Günz-Mindel.

Un interessante rinvenimento va segnalato nella scarpata di Calvagese, lungo il Fiume Chiese. Al di sotto di depositi di età mindeliana, stà la testimonianza di un precedente ciclo pedogenetico. Non esiste purtroppo un profilo, ma solo dei grossi ciottoli completamente alterati (porfidi quarziferi violacei e gneiss centralpini), con argillificazione notevole e colorazione rossa piuttosto intensa, per una potenza di circa 4 metri. Il tutto era venuto alla luce nel 1965, nello scavo delle fondazioni di un alto muro a retta della pendice strapiombante sulla strada, che dal terrazzo del Chiese sale a Calvagese.

Le figure 2 e 3 della Tav. II a colori di VENZO chiariscono meglio di un lungo discorso di che si tratta. Potrebbero essere prodotti di una alterazione pedologica avvenuta forse nell'Interglaciale precedente la glaciazione mindeliana.

2. - Il Paleosuolo Mindel-Riss.

In alcuni recenti lavori per diverse regioni, sia del versante sud-alpino che dell'Italia padana e centrale, si rinvengono descrizioni del paleosuolo originatosi durante il grande Interglaciale, su depositi di età mindeliana. E' noto che il Mindel-Riss è stato un Interglaciale assai lungo, intorno ai 160-180 mila anni, con un clima per l'Italia che, pur con varie oscillazioni, aveva precipitazioni forse più abbondanti, certo meglio distribuite di oggi e temperature almeno un po' più elevate. Ne è conseguita la formazione di un suolo di grande potenza, sino a cinque o sei metri in

adatte condizioni morfologiche, che chiaramente indica sia la durata del processo pedogenetico che le condizioni climatiche in cui si è verificato.

I paleosuoli che sono rimasti sino ad oggi, pur di regola troncati dall'erosione e privi di tutto l'antico orizzonte A e sovente di buona pare dell'orizzonte B, mostrano le seguenti caratteristiche principali:

A) Colorazione rossa assai intensa (di norma 2,5 YR delle *Munsell Soil Color Charts*), che solo in vicinanza del substrato passa a tonalità più gialle e brune in funzione della litologia dei materiali ciottolosi, sabbiosi, o loessici già molto alterati, da cui deriva.

B) Argillificazione molto avanzata con percentuali della frazione argilliforme normalmente intorno al 40%, ma che non di rado salgono sino al 50%.

C) Screziature, marmorizzazioni e *pseudogley* abbondanti negli orizzonti inferiori, chiaro indizio di una idromorfia passata e attuale, di notevole intensità.

D) Frequente presenza di una *plintite* [2] abbastanza ben sviluppata e indicante fenomeni di incipiente laterizzazione.

E) Desaturazione del complesso di scambio molto marcata e sovente crescente dall'alto al basso, testimonianza di una pedogenesi di considerevole durata.

In conclusione si tratta dunque di suoli con chiare impronte di una evoluzione in ambiente tropicale o subtropicale umido con copertura sicuramente forestale.

Sul Garda questi suoli sono a tratti discretamente conservati e caratterizzano gli affioramenti morenici più esterni.

Dopo i cenni fatti nella mia precedente nota (1960) sui suoli del tratto orientale, verrà qui data la descrizione di alcuni profili caratteristici, uno posto al limite esterno nord-occidentale dell'An-

---

[2] Per *plintite* gli studiosi del suolo americani intendono una mescolanza di argilla e quarzo, ricca in sesquiossidi, fortemente alterata, con screziature e che forma una sorta di reticolo che si indurisce fortemente quando si asciuga.

fiteatro, l'altro nella collina di Ciliverghe che è fuori della Carta, ma di cui si portano nella memoria di VENZO (1965) la descrizione alla pagina 19 e il rilevamento alla pagina 21.

COLLINA DI CILIVERGHE.

Nella collina di Ciliverghe la successione in breve è dal basso la seguente: conglomerati e sabbie fluviali con spessore visibile di tre o quattro metri; morenico, con grossi massi, per quattro o cinque metri, che passa in alto ad un paleosuolo argilloso rosso, troncato per erosione idrica. Il paleosuolo è coperto da una discontinua coltre di loess di potenza variabile dai 40 cm ai 2 m. Il passaggio dal loess pedogenizzato al paleosuolo è talora graduale, altre volte avviene invece in pochi centimetri. Poichè la collina è interessata da una grande cava, coltivata da un vicino cementificio, la serie dianzi descritta è esposta, soprattutto nella sua parte più alta, per qualche centinaio di metri. E' ovvio allora che la successione stessa presenti delle non trascurabili variazioni. In qualche punto, anche se la cosa non è molto evidente, sembra che vi siano state fenditure da gelo assai profonde, riempite poi da loess più fresco. Per quanto la copertura del loess sia discontinua e di scarso spessore parrebbe che ci fossero state due venute, una würmiana e una probabilmente rissiana, oggi sensibilmente argillificata.

Dò qui di seguito la descrizione della successione dove prelevammo i campioni:

A_p - cm 0-25, limite inferiore graduale leggermente ondulato; di color bruno rossastro (6 YR 4/4), sabbioso limoso, aggregazione lamellare evidente fine e media, scheletro assente, pori piccoli poco comuni, friabile, plastico, scarsamente adesivo, drenaggio normale, piccole concrezioni rotondeggianti in parte ereditate, radici abbondanti fini e verticali.

B - cm 25-60/65; limite inferiore graduale e irregolare, di color rosso brunastro (4 YR 4/3), limoso sabbioso, aggregazione prismatica evidente media, scheletro assente, umido, resistente, plastico scarsamente adesivo, drenaggio lento, grandi screziature molto evidenti di color bruno (7,5 YR 5/2 e 5/4); abbondanti patine di argilla e di ossidi di ferro e di manganese, continue sulle facce degli aggregati sia verticali che costituenti le basi del prisma,, disposte con sensibile inclinazione; qualche faccia di pressione poco evidente, attività biologica scarsa, radici fini verticali erbacee scarse.

B_2 - cm 60/65-130/135, limite inferiore diffuso, bruno rossastro (3 YR 4/4), limoso argilloso, scheletro assente, aggregazione prismatica evidente grossolana, umido resistente, plastico, poco adesivo, drenaggio lento; concrezioni sferiche piccole comuni, screziature evidenti grandi comuni ad andamento subverticale, lunghe anche qualche decimetro; rivestimenti di argilla e di ossidi del ferro e del manganese abbondanti sulle facce degli aggregati e ben evidenti, facce di pressioni comuni; attività biologica e radici assenti.

B_3 - cm 130/135-210/215, limite inferiore graduale color rosso (3 YR 4/6); orizzonte assai simile al precedente salvo che le screziature sono molto meno abbondanti e di color bruno vivo (7,5 YR 6/4).

I/II/B/C_1 - cm 210/215-250/255, limite inferiore chiaro ondulato, color rosso (3 YR 4/8), scheletro minuto scarso, massivo, pori piccoli scarsi, umido, resistente, plastico, adesivo, drenaggio lento, concrezioni piccole comuni; rivestimenti di manganese e di argilla meno frequenti che negli orizzonti superiori, facce di pressione comuni ed evidenti, attività biologica assente.

II/C_1 - cm 250/255 sino ad oltre 520, ciottolami di dimensioni variabili da 2 a 20 cm e sabbia grossa, il tutto fortemente alterato e frammisto ad argilla rossa (2,5 YR 3/5) con evidenti *slickensides* e facce di pressione.

TABELLA 1. - *Profilo di Ciliverghe.*

Orizzonte	Ap	B	B_2	
Profondità cm	20	50 + 60	200	240
Sabbia	55.3	45.8	42.1	40.8
Limo	17.6	22.9	26	27.6
Argilla	37.1	31.3	31.9	31.6
Rapporto limo/argilla	0.63	0.71	0.85	0.87
C organico	1.01	0.14	0.15	0.15
N totale	0.08	0.04	0.03	0.04
C/N	13	—	5	—
Sostanza organica (C × 1.72)	1.74	0.24	0.26	0.26
Ferro libero	1.25	1.34	1.62	1.62
pH (acqua)	6.4	6	6.1	6.1
pH (KCl)	4.5	4.1	4.4	4.4
Basi di scambio (m. e./100 gr.)				
Ca	6.75	10.00	8.75	11.00
Mg	4.00	3.25	3.75	2.75
K	0.05	0.05	0.10	0.10
Na	0.27	0.41	0.39	0.52
Totale	11.07	13.71	12.99	14.37
Acidità di scambio	11.90	8.94	8.94	7.95
C.S.C.	22.97	22.65	21.93	22.32
% saturazione	48.20	60.53	59.24	64.39

I risultati delle analisi sui principali orizzonti sono riportati nella tabella 1. Per due campioni, uno di loess alterato e l'altro originatosi dal disfacimento dei ciottolami, G. A. FERRARI ha compiuto le seguenti osservazioni micromorfologiche:

Ciliverghe - Orizzonte Ap.

La frazione mobile e mediamente mobile è quasi sempre preponderante su quella immobile, costituita dallo scheletro.

Lo scheletro è molto ben classato, con un forte quantitativo di materiale limoso. Le particelle più grandi sono rare, prevalentemente costituite da quarzo ed ortoclasio; sembrano assenti i plagioclasi almeno nella frazione risolvibile al microscopio. Dimensionalmente emergono dalla massa circostante due particelle di circa 1.5-2 mm. di roccia quarzosa, forse radiolariti, con impregnazioni di materiali ferrici. I granuli hanno comunemente spigoli vivi.

Il materiale di questa sezione sottile è fortemente eterogeneo ed è costituito da un insieme di aggregati sferoidali solo in parte saldati fra di loro, la cui morfologia sembra avere origine biologica. Hanno però caratteristiche plasmatiche individuali nettamente diverse. Se ne possono distinguere almeno tre tipi:

1) Con struttura plasmatica silasepica.

2) Con struttura plasmatica argillasepica.

3) Con struttura plasmatica caratterizzata da separazioni plasmatiche.

Analizziamo singolarmente ogni tipo di aggregato:

1) Struttura plasmatica silasepica con plasma essenzialmente costituito da materiali delle dimensioni del silt, non o poco orientati, si notano nel plasma tracce di estinzione diffusa solo raramente ed ai maggiori ingrandimenti. Lo scheletro è riferito al plasma in relazione del tipo agglomeroplasmico. I vuoti all' interno degli aggregati sono rari e del tipo metacavità irregolari. Si notano alcuni cutans del tipo *argillans* molto sottili con notevole grado di orientazione di colore giallo chiaro, talvolta fortemente impregnati di Fe e di Mn ed allora presentano sbavature brune o bruno scure. Comuni sono globuli del tipo noduli di idrossidi di Fe con forma irregolare ellittica, formati in situ, hanno in generale dimensioni minute di pochi decimi di millimetro.

2) Struttura plasmatica argillasepica con plasma delle dimensioni dell'argilla. Non orientato o poco orientato, dà una parvenza di estinzione solo agli alti ingrandimenti. La quantità di ferro decomplessato è notevole ed è responsabile del colore dorato-rossiccio della massa di fondo. I vuoti sono metacavità irregolari spesso tappezzate da cutans ferriargillans con forte orientazione sempre di spessore ridotto. Le concrezioni sono del tipo noduli, ma di dimensioni maggiori (1/2 mm) che nel primo tipo di aggregati. Si notano alcuni *papules* in vario stato di alterazione.

3) Il terzo gruppo di aggregati presenta caratteristiche assai diverse dagli altri due. Si tratta di particelle di suolo provenienti da zone di riduzione del ferro, forse di uno *pseudo-gley*. Lo scheletro grossolano è completamente assente ed il plasma è costituito quasi esclusivamente da minerali argillosi che presentano estinzioni di tipo screziato in quanto hanno un certo orientamento dovuto a pressioni. La *fabric plasmatica* per la presenza di queste direzioni preferenziali di disposizione delle argille e di laminette di mica è caratterizzata da separazioni plasmatiche e si può classificare come un plasma in-mosepico (*in da insula*), cioè le separazioni si rinvengono ad individui separati fra di loro, solo talvolta tali individui sono uniti fra di loro in maniera confusa come in un mosaico (*mosepic*). Intorno ai rarissimi granuli di scheletro di dimensioni maggiori si hanno addensamenti di materiale plasmatico del tipo vosepico, ma con ogni probabilità è così poco rappresentato che non si può far rientrare nella definizione generale della struttura plasmatica. I vuoti sono rari e di dimensioni microscopiche. I *cutans* sono poco frequenti, sottili, del tipo *argillan*, con estinzione non marcata, il colore è grigio giallastro chiaro. Le *papules* sono minute e poco individualizzate.

Gli aggregati rotondeggianti hanno sulle loro superfici esterne bande di materiale discretamente orientato in *cutans* di colore giallo bruno a nicols paralleli. Forse si tratta di argille orientate mescolate a ossidi ed idrossidi di Fe ed a sostanza organica. Passano lateralmente in alcune zone a separazioni plasmatiche di tipo *slickenside*, che mostrano un'estinzione screziata e a nicol paralleli non hanno una sensibile differenziazione dalla *s*-matrice dell' interno degli aggregati.

Conclusioni micromorfologiche.

L' indagine micromorfologica ha confermato le osservazioni di campagna, che indicavano la presenza di materiale loessico, notevolmente pedogenizzato. I singoli aggregati hanno morfologia esterna e dimensioni simili, ma la loro struttura interna è eterogenea.

Si tratta di particelle di suoli diversi o meglio di materiali di svariati orizzonti di uno stesso profilo. La loro forma e alcune delle loro caratteristiche (materiali orientati sulle loro superfici) fanno pensare a coproliti. Questo spiegherebbe anche l'eterogeneità, in quanto potrebbero essere materiali presi in orizzonti diversi e deposti in un'unica zona dopo essere stati elaborati, ma con ancora residue molte delle caratteristiche pedologiche.

Un'altra ipotesi è che la forma degli aggregati non sia legata ad attività biologica, ma sia un tipo di aggregazione impostatasi su materiali alluvionali o meglio ancora mescolati dalle lavorazioni. Deporrebbe a favore di quest'ultima ipotesi il carattere indisturbato dell' interno degli aggregati, i cutans sulle loro superfici che non si sarebbero conservati durante la digestione di un qualsiasi animale. D'altra parte tali cutans si trovano anche intorno a quei granuli di radiolariti della dimensione degli aggregati stessi e sembra alquanto improbabile che tali frammenti siano appetiti da animali.

Ciliverghe orizzonte Bt sulle alluvioni ciottolose.

La frazione dinamica del terreno appare più comune di quella immobile, rappresentata in questo suolo quasi esclusivamente da granuli di quarzo, scarsi feldspati, fra i quali quello più frequente sembra l'ortoclasio. Si rinvengono frammenti di radiolariti talora con habitus di minuti parallelepipedi ben conservati. Assenti i minerali femici. I granuli non appaiono arrotondati escluso qualche radiolare enucleato dalla roccia. Abbastanza comuni sono laminette di dimensioni non risolvibili al microscopio, ad estinzione retta. In tutta la massa del terreno si riscontrano granuli minuti magnetitici riconoscibili per il caratteristico habitus cristallino.

La struttura plasmatica si presenta assai varia e sarà utile fare distinzione fra le zone di riduzione e migrazione del Fe e quelle di ossidazione con accumulo dello stesso.

Nel primo caso si può parlare di struttura vo-schel-insepica, cioè con separazioni plasmatiche legate essenzialmente ai vuoti subordinatamente nell'ordine ai granuli di scheletro o con disposizione a limitate isole nell' interno della matrice. Solo a maggiori ingrandimenti (già a 80 $\times$) si può notare una struttura a reticolo (lattispica) spesso non completa e non sempre evidente.

Al passaggio verso le zone ossidate si ha una chiara struttura masepica parallela al limite fra le due parti.

Nella parte di accumulo del ferro non sono presenti separazioni plasmatiche ed il tipo di struttura è da considerarsi argillasepica, cioè con la fabric formata quasi essenzialmente da minerali argillosi non orientati.

I granuli di scheletro sono immersi nel plasma che li circonda completamente in ambedue i casi.

Anche per i vuoti sarà necessario fare una distinzione fra le zone di accumulo e quelle di migrazione del Fe nella parte centrale delle placche rosse per il ferro ossidato, i vuoti sono costituiti da ortocavità, quindi con pareti scabrose, dove non siano ricoperte da pellicole di materiali orientati, con andamento irregolare, spesso anastomizzanti; frequenti sono anche canalicoli in sezione trasversale ed orizzontale e questi sono quasi sempre interessati da cutans. Nella zona di transizione verso ii campo di riduzione del ferro i vuoti diventano fessure irregolari, ma con andamento parallelo fra la zona di ossidazione e quella di riduzione. Si passa poi, nella zona di migrazione del ferro a vuoti del tipo ortofessure irregolari. Raramente esse si allargano in piccole camere di forma irregolare con pareti lisce, quasi sempre interessate per breve tratto da fasce sfumate in cui si notano fenomeni di ossidazione del ferro, forse da mettersi in relazione con attività di animali o di radici. Frequenti appaiono cavità anche abbastanza regolari nell'aspetto, con pareti lisce per *cutans* di illuviazione.

Numerose le figure pedologiche, fra le più frequenti: cutans, pedotuboli, e globuli.

Le pellicole di materiali orientati sono per lo più legate ai vuoti e sono di tipo argillans di colore da grigio a grigio giallastro nella parte ridotta e di tipo sesquans nella parte di accumulo del ferro. Queste testimonianze di materiali orientati per illuviazione sono molto frequenti, tipicamente stratificate, con fenomeni nettissimi di birifrangenza con bande di estinzione ben precise. Un po' meno nette talora sono le bande di estinzione nella zona grigia e si passa facilmente a cutans con estinzione irregolare striate forse dovuta al rimaneggiamento. Il grado di separazione dei *cutans* è generalmente più marcato nella parte di accumulo del Fe.

Svariati sono gli esempi di pedotuboli, i più significativi sono da legarsi al tipo degli *ortogranotuboli*, cioè a pedotuboli costituiti esclusivamente da scheletro dello stesso orizzonte in cui si manifesta la figura pedologica, si riscontrano anche *orto-striotuboli* (con disposizione del materiale incamerato rispetto alle pareti), non eccessivamente evidenziati. Questi pedotuboli sono tipici delle zone di riduzione e migrazione del Fe, non sono stati riscontrati altrove.

I globuli, di tipo noduli, sono invece caratteristici esclusivamente della zona di accumulo del ferro, hanno *fabric* interna indifferenziata dalla restante parte del suolo, escluso che per la maggiore concentrazione del materiale che li costituisce, che in questo caso è rappresentato da ossidi e idrossidi di Fe e Mn. Hanno forma sferica e limiti sfumati e quindi sono da considerari autoctoni.

Sempre fra i globuli si riscontrano rare *papules*, ben definite e caratteristiche in ambedue gli ambienti.

Conclusioni micromorfologiche.

Il suolo di cui sono state descritte le caratteristiche micromorfologiche presenta fenomeni di pedogenesi molto spinta che ha condotto ad una completa scomparsa dei materiali più alterabili, lo scheletro è infatti composto esclusivamente da quarzi, feldspati, miche in minor quantità ed in avanzato stadio di alterazione e da minuti granuli di minerali opachi probabilmente magnetite.

Per le osservazioni fatte si può senz'altro affermare di essere in presenza di un orizzonte di intenso accumulo di argille di illuviazione e con chiari fenomeni di *pseudogley*.

Fortissima è anche l'argillificazione del plasma.

Le caratteristiche dei *cutans* fanno pensare ad un processo lungo, lento, ciclico, ordinato a causa della quasi perfetta orientazione del materiale argilloso.

I pedotuboli ben evidenti dovrebbero essere legati ad attività biologica di cui non si può dire se attuale o passata.

I globuli descritti rientrano nel quadro tipico della pedogenesi di questo suolo lisciviato a *pseudogley* e contribuiscono ocn il loro aspetto di autoctonia a far comprendere come il terreno in esame sia sicuramente in posto e non colluviale.

Nella seguente tabella 2, D. MAGALDI espone tra l'altro i risultati delle analisi mineralogica per 2 livelli del profilo di Civilerghe di cui stiamo parlando. Ci è parso opportuno far seguire alla tabella immediatamente il commento dettato dal MAGALDI, che illustra la metodologia e i minerali rinvenuti, con ipotesi sulla loro provenienza. A questa tabella il lettore vorrà cortesemente ritornare per gli altri profili studiati, anche da un punto di vista mineralogico.

Sono stati esaminati, con le comuni tecniche usate in sedimentologia, le composizioni mineralogiche relative alla frazione granulometrica 62-250 μ di sei campioni appartenenti agli orizzonti specificati nella didascalia della tabella.

Mentre per la parte « leggera » si è effettuata solo una rapida osservazione, sulla parte « pesante » è stato invece eseguito un conteggio a carattere comparativo; dato che la natura dei minerali riscontrati nei sei campioni non mostra differenze sensibili, si descrivono insieme le parti « leggere » e quelle « pesanti ».

Parte « leggera ». E' costituita in prevalenza da quarzo con individui variabili tra angolosi e subangolari; non mancano grani allungati e aggregati a struttura cataclastica e con orlo di accrescimento neogenico; altri componenti sono i feldspati con plagioclasi acidi in prevalenza e ortoclasio, frammenti di selce con un certo arrotondamento e infine cloriti, biotite e muscovite; più di rado si osservano gusci di radiolari e spicole di spugne.

Parte « pesante ». Sono stati raggruppati sotto tale denominazione tutti i minerali con peso specifico superiore a 2,83 ad esclusione dei fillosilicati che si è preferito non conteggiare ed elencare tra i « leggeri »; le frequenze delle specie riconosciute sono state riportate nella Tabella 2, mentre qui di seguito verrà data una rapida descrizione di quelle più importanti.

Anfibolo. Si tratta di termini di miscela actinolite-orneblenda verde; un esame con liquidi ad indice noto mostra che in prevalenza si tratta di orneblenda.

Pirosseno. Molto raro; si tratta di un termine diopsidico.

Epidoto. Sono presenti zoisite, clinozoisite e pistacite; quest'ultima è molto subordinata rispetto alle prime due specie.

Granato. Individui in genere incolori o leggermente rosa; spesso con inclusioni e alterazioni.

Tormalina. Compare in individui tozzi e a volte rotondeggianti con tipico pleocroismo giallo-marrone; è stato notato un solo cristallo viola.

Andalusite. Molto abbondante, appare sempre in cristalli prismatici allungati con tipico e caratteristico pleocroismo e in genere a struttura peciloblastica dovuta ad inclusi di biotite, muscovite e sostanza carboniosa; alcuni caratteri ottici sembrano tuttavia essere in disaccordo con quanto riportato comunemente nei testi.

Tabella 2. - *Analisi mineralogiche di alcuni profili* (D. Magaldi).

	Loess di Limone C.na Candia orizz. A	Loess di Limone C.na Candia orizz. B	Cava di Ciliverghe — m. 0,60	Cava di Ciliverghe — loess fresco	Calvagese — — m. 2.40	Calvagese — — m. 3.10
Magnetite	36	39	44	35	18	33
Altri ossidi di Fe	8	8	8	10	8	3
Ilmenite e Leucoxeno		+	4	6	2	
Opachi alterati	8	7	4	8	9	4
Totale opachi	52	54	60	59	37	40
Actinolite + Orneblenda	19	19	8	13	19	21
Epidoto + Zoisite	9	9	5	4	24	25
Pirosseno			1		6	1
Tormalina	2	1	2	3	2	2
Zircone	2	3	2	1	+	1
Andalusite	8	5	14	11	3	3
Cianite	+	+	1	+		1
Sillimanite	2	+				
Pleonasto		+				
Staurolite	2	3	5	4	3	2
Granato	4	6	1	5	6	3
Titanite						1
Rutilo			1			
Totale trasp.	48	46	40	41	63	60
« pesanti » g/g	0,037	0,023	0,011	0,011	0,020	0,016

Nota - + indica la frequenza inferiore allo 0,5%.

La frequenza totale dei « pesanti » si riferisce alla frazione 62-250 μ.

Zircone. Si presenta in individui ben formati e leggermente più grossi di quelli osservabili nelle sabbie; alcuni individui sono ricchissimi di inclusioni cristalline prismatiche.

L'associazione mineralogica riscontrata si accorda bene con la costituzione litologica del probabile bacino di provenienza dei materiali (rocce eruttive acide e rocce metamorfiche): in particolare, alcuni minerali sembrano corrispondere perfettamente a quelli descritti per le rocce del massiccio dell'Adamello.

Dal complesso delle indagini su questo profilo si possono trarre le seguenti conclusioni:

A) La successione è certamente in posto. Sono semmai rimaneggiati gli orizzonti superficiali.

B) Materiale loessico è penetrato profondamente nel paleosuolo Mindel-Rissiano, di cui si era conservata soltanto la parte bassa dell'orizzonte B e B/C.

C) Il rapporto limo-argilla oscilla nei vari livelli del paleosuolo tra 0,7 e 0,8. Altrove il rapporto suddetto che dà conto, secondo alcuni Autori, del grado di evoluzione del suolo in ambiente caldo umido, è, come vedremo, assai più basso negli orizzonti sicuramente derivati da materiali ciottoloso-sabbiosi. Apporti di loess poi parzialmente immedesimati nel suolo sono la causa dell' innalzamento di tale rapporto.

D) I valori del pH e il grado di saturazione del complesso di scambio, nel mentre sono tipici per gli orizzonti che si originano dal deposito loessico sono invece alti per gli orizzonti che provengono dall'alterazione del morenico mindeliano. In questo e in molti altri profili in cui esiste ad una certa profondità una discontinuità litologica (loess su morenico o fluvioglaciale, sabbie fluviali o eoliche su paleosuoli) si constata una risaturazione dovuta alle acque che percolando gli apporti più recenti si sono arricchite di basi che hanno rideposto più in basso. Vari cationi sono stati captati dai colloidi argillosi presenti in abbondanza nel paleosuolo sottostante che pertanto oggi è assai meno acido e meno desaturato di quanto non capiti, dove non c'è stata copertura successiva alla genesi del paleosuolo.

E) Nel mentre le caratteristiche morfologiche dei resti del paleosuolo dimostrano a iosa la sua età Mindel-Rissiana, i suoi caratteri chimici e fisici per quanto detto in C e D potrebbero essere anche tipici di suoli più giovani.

Fornace di Gavardo.

A Sud-Ovest del paese di Gavardo, c'è una grande cava che fu ripetutamente visitata e che è descritta nel suo insieme alle pagine 16 e 17 della memoria di S. VENZO (vedi inoltre sua Tav. I, figg. 3-5 colori). Viene invece qui illustrato il profilo studiato dal punto di vista pedologico e si riportano le analisi eseguite su vari campioni, nonchè una illustrazione micromorfologica dell'orizzonte B_2.

La descrizione della serie campionata è la seguente:

A_p - cm 0-45, limite inferiore graduale ondulato, color bruno rossastro (6YR 4/4), sabbioso limoso argilloso, scheletro assente, aggregazione poliedrica subangolare evidente molto fine e fine, pori piccoli comuni, umido, friabile, drenaggio normale, plastico, non adesivo, attività biologica media, radici erbacee comuni verticali.

B_1 - cm 45-125/130, limite inferiore graduale ondulato, rosso (2,5 YR 3/5), scheletro assente, argilloso limoso, aggregazione prismatica schiacciata evidente, fine e media, pori piccoli scarsi, asciutto duro, umido molto resistente; plastico, adesivo; attività biologica scarsa, radici molto scarse; screziature comuni poco evidenti, rivestimenti di argilla e di ossidi di ferro e manganese; concrezioni piccole, sferiche, scarse.

B_2 - cm 125/130-220/230, limite inferiore chiaro, color rosso (2,5 YR 3,5/6), scheletro assente, aggregazione prismatica fine e media; screziature comuni pochissimo evidenti; abbondanti patine di argilla e di manganese; molto duro, resistente, plastico e adesivo; attività bologica nulla, radici assenti; drenaggio lento, concrezioni minute sferiche scarse; qualche faccia di pressione.

B_{23} - cm 220/230-250, limite inferiore graduale ondulato, color rosso (2,5 YR 3/6), argilloso limoso, aggregazione prismatica fine e media evidente, scheletro scarso minuto e medio, poligenico plastico e adesivo; pori piccoli scarsi, patine d'argilla e di manganese comuni; facce di pressione comuni, qualche piccola slickensides; qualche piccola concrezione, drenaggio lento; attività biologica assente, radici assenti.

B/C_1 - cm 250 per oltre un metro, color rosso (3 YR 4/6), argilloso limoso, scheletro poligenico minuto e medio, a tratti grossolano, comune; aggregazione poliedrica angolare debole, fine; pochi pori minuti, molto plastico, scarsamente adesivo; drenaggio lento; facce di pressione comuni e qualche *slickensides*; attività biologica e radici assenti.

Nella tabella 3 sono riportati i dati delle analisi compiute sui vari orizzonti. La descrizione micromorfologica dell'orizzonte B_2 è qui di seguito riportata.

TABELLA 3. - *Cava della fornace di Gavardo.*

Orizzonte	Ap	B1	B2
Profondità	30	80-90	130-140
Sabbia	33.0	31.4	26.5
Limo	18.8	15.5	14.6
Argilla	48.2	53.1	58.9
Rapporto limo/argilla	0.40	0.29	0.25
C organico	0.23	0.12	0.19
N totale	0.05	0.06	0.05
C/N	4.6	2	3.8
Sostanza organica			
(C × 1.72)	0.39	0.21	0.33
Ferro libero	3.12	2.62	3.06
pH (acqua)	5.7	5.2	5.6
pH (KCl)	4.0	4.0	4.0
Basi di scambio			
(m.e./100 gr.)			
Ca	7.50	7.50	6.25
Mg	3.00	2.50	2.75
K	0.32	0.15	0.19
Na	0.35	0.31	0.26
Totale	11.17	10.46	9.45
Acidità di scambio	11.90	11.90	15.90
C.S.C.	32.07	22.36	25.35
% saturazione	48.42	46.78	37.28

Cava Gavardo - Orizzonte B_2.

La frazione plasmatica è nettamente prevalente sullo scheletro. Quest'ultimo è formato da granuli minerali essenzialmente di quarzo di dimensioni molto variabili, quasi sempre con spigoli vivi anche nella frazione più grossolana, che può raggiungere anche 1 mm. Nella sezione in esame si è osservato un solo granulo di ortoclasio alterato ed intaccato profondamente da fenomeni di corrosione. Non è stata riscontrata la presenza di plagioclasi fra gli individui risolvibili al microscopio. Con diffusione di gran lunga inferiore al quarzo si conoscono numerosi foglietti di mica, sempre in via di alterazione. Si trovano ancora granuli arrotondati di rocce quarzitiche a radiolari con frequenti infiltrazioni di idrossidi ed ossidi di ferro e talvolta di argille orientate, che però si sono fermate molto vicino alla superficie dei granuli. Numerose sono laminette aciculari di miche non risolvibili al microscopio, con alti colori di interferenza e con estinzione retta. Frequenti minuti cristalli di magnetite, conservanti ancora l'habitus cristallino tipico.

La struttura plasmatica è del tipo argillasepico molto spinto. L'argillificazione è ovunque molto evoluta, non vi sono separazioni plasmatiche. Il plasma è di colore rosso bruno per idrossidi di ferro. Lo scheletro è immerso in esso ed i vari granuli non si toccano fra di loro, la loro relazione con il plasma è quindi di tipo porfiroschelico.

I vuoti corrispondono alle soluzioni di continuità fra i vari aggregati, che prendono così l'aspetto di poliedri. Si possono classificare quindi come fessure ad andamento irregolare con pareti lisce (*meta-craze-planes*). La loro origine è da ritenersi legata a fenomeni di rigonfiamento e di relativo ritiro della frazione argillosa a reticolo espandibile. Le loro pareti sono quasi sempre fasciate da argille orientate che però non hanno mai il carattere di separazioni plasmatiche, ma piuttosto di concentrazioni plasmatiche. Talvolta le fessure si allargano in camere ed in corrispondenza di esse si osservano gli accumuli di argille orientate più vistosi.

Nell' interno degli aggregati si trovano anche vuoti circolari, testimonianze di attività biologica di radici o di animali. Sono generalmente rivestiti di argille orientate o addirittura riempiti dalle stesse.

I cutans sono molto frequenti, sottili, ma con forte orientamento, intorno ai granuli e lungo le pareti delle fessure. Si tratta di accumuli di argilla e di argilla e sesquiossidi di ferro, forse anche di manganese, talvolta mescolati fra di loro in maniera che la figura pedologica risultante (ferri-argillans) ha un colore bruno rossastro. Il processo di illuviazione dei minerali argillosi è avvenuto con modalità cicliche e si osservano zone impregnate di idrossidi ad andamento dendritico, con poche argille orientate alternate con facce di argillans veri e propri, di colore giallo dorato. Questi fenomeni di sovrapposizione non si riscontrano ripetuti più di due volte.

I globuli di sesquiossidi di ferro sono molto frequenti sotto forma di concrezioni e di noduli, di gran lunga più frequenti i secondi. Le dimensioni di questi individui pedologici sono molto varie, in ambedue i casi si hanno concentrazioni appena risolvibili al microscopio fino ad elementi rotondeggianti di circa 1,5 mm. Si possono considerare ambedue autoctoni. I noduli generalmente sfumano con fabric indifferenziata nel plasma che li circonda. Le concrezioni hanno limiti netti, ma lo scheletro in essi sembra lo stesso del suolo. Si sono considerate in loco in quanto mantengono perfettamente la loro simmetria concentrica, senza che gli anelli siano intaccati come avverrebbe se avessero subito un trasporto. La loro genesi è da considerarsi legata a fenomeni ciclici alternanti di periodi umidi e asciutti con conseguente formazione delle varie lamine.

Il suolo in esame presenta tutti i caratteri di una pedogenesi molto spinta, con conseguente argillificazione vistosissima. Infatti i minerali più facilmente alterabili sono praticamente scomparsi ed anche la biotite, abbastanza frequente appare sempre molto alterata. La rubefazione è molto sviluppata, secondo la classificazione di KUBIENA il tipo di *fabric* in questione rentra nel *rothlem*, tipico di pedogenesi di ambienti sub e tropicali umidi.

Conclusioni.

Dal punto di vista paleopedologico, in attesa di ulteriori lumi dalle analisi polliniche sulla serie lacustre sottostante ai suoli, si può concludere questo. In superficie c'è a tratti una copertura assai sottile e discontinua di materiale loessico recente, a cui si aggiunge anche della terra rossa colluviale, via via più frequente ed abbondante a mano a mano che ci si avvicina agli affioramenti di calcare mesozoico. Più in basso nel nostro profilo si riscontrano degli orizzonti a netto accumulo illuviale dell'argilla con tracce di idromorfia e intensa, lunga pedogenesi che ha provocato una argillificazione spinta. La successione può variare da punto a punto e non è dunque sempre quella descritta. Però gli orizzonti presentano in questo caso oltrechè la morfologia anche alcune altre caratteristiche dei suoli fortemente evoluti. Infatti:

1) prescindendo dal colore rosso vivo che potrebbe essere attribuito anche a inquinamento dalle vicine terre rosse sui calcari antichi, il suolo presenta una forte argillosità con valori che superano il 50% in vari orizzonti, per salire quasi al 60% a 120-140 cm.;

2) il rapporto limo/argilla è negli orizzonti B inferiore a 0,3 ed è quindi parecchio più basso che nel profilo di Ciliverghe. Non indica qui maggior evoluzione ma semplicemente minor inquinamento.

3. - Il Paleosuolo Riss-Würmiano.

Sulle unità morfologiche di età sicuramente rissiana si ritrovano nel nostro paese almeno due tipi di suolo a seconda che il substrato pedogenetico è od era ricco o meno di carbonati.

Dai substrati molto poveri o privi di carbonati si è originato un suolo lisciviato con orizzonte B a notevole accumulo di argilla illuviale, che molto sovente ha provocato una diminuzione del drenaggio e la conseguente apparizione di pseudogley.

Dai substrati ricchi di carbonati, com'è qui sul Garda, si è originato un suolo con la stessa sequenza di orizzonti principali,

ma con l'accumulo, al di sotto o nella parte bassa dell'orizzonte B argillico, di carbonato di calcio sotto forma di concrezioni, noduli, sottili croste e ammassi friabili. Sul Garda lo spessore dei livelli arricchiti di carbonati può essere talora di vari decimetri.

I suoli riss-würmiani non sono mai completamente conservati. Alla erosione würmiana si è aggiunta in epoca storica una degradazione dovuta prevalentemente all'uomo.

In genere o si rinvengono dei profili troncati con presenza del solo orizzonte B o, più di frequente, si osservano sedimenti di suolo. VENZO discute a lungo la questione, alle pagine 6-7 e 44-47 della sua ultima memoria ed illustra il fenomeno con le figure 1 e 3. La datazione della troncatura o addirittura dell'asportazione dei profili non è per ora possibile con precisione. Tuttavia è da ritenere che nelle fasi anaglaciali würmiane, per aumento delle precipitazioni e variazioni nella copertura vegetale, che ebbe via via minor potere protettivo, le acque di ruscellamento abbiano cominciato ad asportare gli orizzonti superficiali del suolo prima, e poi anche quelli profondi. Non poco peso debbono aver avuto anche i fenomeni colluviali. Sta di fatto che in numerose vallette, alla base dei versanti, in ripiani più dolci si riscontrano accumuli anche cospicui di materiali argilloso-sabbiosi rosso-brunastri. Non di rado tali sedimenti sono sormontati da depositi più grossolani, che potrebbero indicare ambiente se non periglaciale tuttavia climaticamente assai più severo di quello che ha provocato una graduale asportazione dei profili e il loro rideposito a breve distanza.

Riempimenti di vallecole, accumuli alle basi dei versanti sono frequentissimi anche nell'Appennino calcareo; particolarmente evidenti quelli del Terminillo e del versante settentrionale della Maiella. Anch'essi si sono prodotti per l'erosione del paleosuolo Riss-Würmiano in epoca precedente all'acme glaciale würmiano.

Due sezioni nel tratto occidentale dell'anfiteatro possono dare più precisa idea della natura di questi suoli sia su materiale grossolano sia su depositi loessici.

Alla cappella di S. Rocco, mezzo chilometro a Sud di Padenghe, la successione si presenta così:

A1 - cm 0-10/12, limite inferiore chiaro, color bruno giallastro scuro (10 YR 3/4), aggregazione grumosa fine mediamente evidente, lasso, scheletro minuto scarso, fresco, in parte arrotondato; plastico, non adesivo; drenaggio normale, attività biologica buona; radici erbacee ed arboree abbondanti verticali.

B_1 - cm 10/12-30/32 limite inferiore chiaro, color rossastro (5 YR 4/5), aggregazione poliedrica angolare molto fine evidente, scheletro assente, friabile, plastico, poco adesivo, facce di pressione comuni, pori minuti scarsi; drenaggio da normale a lento; attività biologica scarsa, radici comuni.

B_2 - cm 30/32-70/72, limite inferiore graduale, color rosso giallastro (4 YR 4/6), aggregazione poliedrica angolare media evidente, molto plastico, adesivo; friabile; concrezioni sferiche minute scarse; patine di ferro e di manganese, facce di pressione comuni, qualche slickensides, scheletro scarso; drenaggio lento; vari pori ripieni d'argilla ma non risulta chiara la presenza di *clay skins*.

B/C - cm 70/72-80/85, limite inferiore netto color bruno scuro (7,5 YR 4/4), privo di aggregazione ma con tendenza all'aggregazione lamellare, plastico, adesivo, mediamente resistente; scheletro comune minuto e medio arrotondato in gran parte fresco; accumulo di carbonati; attività biologica assente, radici scarse orizzontali.

R_{ca} - cm 80/85 per vari decimetri, color giallo (9 YR 7/6), sabbia e ghiaia sensibilmente cementate per vistoso accumulo di carbonati in lamine ripetute. Lenti limose presentano screziature minute evidenti; drenaggio lento.

La descrizione micromorfologica di G. A. FERRARI è la seguente:

Padenghe S. Rocco - Orizzonte B.

La frazione plasmatica copre più del 60% della superficie della sezione. Lo scheletro subordinato è composto da minerali e frammenti di rocce, e difficilmente supera il millimetro nella dimensione maggiore. E' costituito per lo più da cristalli di quarzo, frammenti di quarzite, poi in ordine di frequenza troviamo ortoclasio, plagioclasio, miche ed alcuni pirosseni in via di alterazione. Generalmente questi granuli non presentano tracce di smussamento od arrotondamento, nella sezione sono stati però riconosciuti 2 o 3 individui di quarzo quasi perfettamente arrotondati, delle dimensioni di 20-30 decimi di millimetro. Altri individui rotondi sono costituiti da radiolari che sembra si stacchino facilmente dalla roccia di provenienza, mantenendo il proprio habitus subsferico. Altri frammenti di radiolariti appaiono come al solito arrotondati.

Il plasma, molto denso, è costituito da materiale rosso brunastro caratterizzato da una notevolissima argillificazione, appare birifrangente a nicols incrociati solo ai maggiori ingrandimenti. In esso troviamo di frequente miche alterate e forse minerali argillosi con individui delle dimensioni del limo fine, non risolvibili al microscopio, ma ben individualizzati. Il plasma appare quasi essenzialmente flocculato, molto uniforme con una micro-porosità pochissimo sviluppata.

La struttura plasmatica è nel complesso di tipo argillasepico.

Solo intorno ai granuli di maggiori dimensioni il plasma sembra accennare ad una struttura simile a quella tipica delle separazioni, ma ad una più attenta osservazione ed aumentando gli ingrandimenti si vede che l'estinzione striata è da ritenersi legata non a materiale plasmatico orientato per pressione, ma piuttosto a foglietti di miche abbastanza grossolane in via di alterazione che si sono disposte intorno ai granuli dando come risultato conseguente di questo particolare tipo di orientazione dei leggeri fenomeni di estinzione.

I granuli dello scheletro appaiono immersi nel plasma che riempie tutti gli spazi intergranulari, nel tipico modo di disporsi porfiroschelico.

I vuoti sono considerati cavità irregolari a pareti lisce senza un andamento preferenziale evidente. Sono per la massima parte legati alle soluzioni di continuità fra i peds-primari. Solo nell'interno dei singoli aggregati si trovano rari e microscopici pori con sezione quasi circolare.

Fra le figure pedologiche i *cutans* sono molto rari, sottili con bande di estinzione non evidenti, opachi per sostanza organica e per sesquiossidi. Sono discontinui e di colore giallo bruno scuro. Frequenti sono invece noduli irregolari e rotondeggianti di sesquiossidi di Fe e Mn senza fabric differenziata e sfumanti gradualmente nelle zone circostanti. Si osservano anche comunemente minuscoli frammenti di magnetite.

Conclusioni micromorfologiche.

Nella presente sezione si riscontra una notevole discordanza fra le condizioni di forte alterazione dei materiali che sono andati a costituire la frazione plasmatica, molto argillificati, rossi di idrossidi e gli individui ancora freschi di minerali che occupano un posto abbastanza alto nelle varie serie di alterabilità, come pirosseni, anfiboli, ecc. Tale fenomeno è da collegarsi con ogni probabilità al tipo di giacitura del suolo in esame.

Infatti dalle indagini di campagna sembrerebbe trattarsi di materiali accumulati in compluvi di apparati morenici legati come morfologia al glaciale rissiano. Si tratterebbe quindi di materiali provenienti dalle pendici vicine, trasportati dall'erosione in queste conche che li hanno protetti dai fenomeni erosivi successivi. E' logico che durante il trasporto si siano mescolati a materiali più freschi che ora ben amalgamati appaiono in contrasto stridente con il quadro pedologico che li circonda. La micromorfologia oltre a registrare il fenomeno predetto non risolve molto per un' identificazione del materiale alterato in quanto sembrano mancare delle figure pedologiche ben individualizzate che possono far ricollegare questo tipo di

suolo con altri appartenenti agli altri interglaciali. A titolo solamente indicativo si può dire che l'argillificazione del materale di fondo ed il suo grado di rubefazione abbastanza pronuciato siano da ricollegarsi a paleopedogenesi più lunghe e di climi più caldi dell'attuale.

Secondo lo schema di KUBIENA una *fabric* di questo tipo si potrebbe ricollegare (escludendo i litorelitti) ad un tipo di *fabric plasmatica* simile alla « *rote Vererdung* ».

Dal punto di vista strettamente pedologico una *fabric* del genere potrebbe essere relativa ad un B di alterazione di un suolo senza argille espandibili. Infatti non si hanno separazioni plasmatiche indici di pressioni dovute a rigonfiamenti, mentre le pareti dei vuoti sono lisce e speculari (di tipo meta) ad indicare che un certo contatto è avvenuto fra di loro.

I *clay-skins* poco frequenti come individui non possono ancora far pensare ad un accumulo di argille tale da giustificare la sua attribuzione ad un Bt vero.

Un'altra sezione di considerevole interesse, pur fortemente turbata, soprattutto nella parte alta, da vari e ripetuti interventi dell'uomo si trova presso Calvagese su colline di età mindeliana. Riassumendo la si può così descrivere dal basso:

1) Un sedimento di suolo potente circa 120 cm di color bruno rossiccio ma assai meno rosso del Mindel circostante. Lo scheletro è abbondante minuto, medio e grossolano, poligenico ed anche non molto alterato.

2) Un sedimento ciottoloso sabbioso con alcuni elementi grossi, il tutto poco arrotondato salvo qualche ciottolo nettamente fluviale. La potenza è di 40-50 cm.

3) Un sedimento loessico rimaneggiato con parecchio scheletro minuto fresco ed una frazione sabbiosa piuttosto notevole. La potenza si aggira sui due metri. Nella parte alta questo deposito è alterato in un suolo lisciviato con segni evidenti di idromorfia per buona parte del profilo e crescenti verso il basso dove si osservano screziature a pareti esterne gialle assai cementate ed aggettanti sul resto del profilo. La parte interna di queste screziature è di color grigio e costituita da materiale più fine. Nel tratto intermedio sono presenti patine di argilla illuviale.

4) Materiali ciottoloso-sabbioso-limosi, sensibilmente rimaneggiati anche ad opera dell'uomo.

Le analisi dettero:

TABELLA 4. - *Profilo di Calvagese.*

Orizzonte	Bt	Bg	C_1	IIC_1
Profondità	140	240	310	350
Sabbia	42.2	56.9	57.4	35.2
Limo	22.4	21.9	22.0	10.5
Argilla	35.4	21.2	20.6	54.3
Rapporto limo/argilla	0.64	1	1.07	0.18
C organico	0.19	0.27	0.12	0.18
N totale	0.06	0.03	0.04	0.04
C/N	3	9	3	4.5
Sostanza organica ($C \times 1.72$)	0.33	0.46	0.21	0.31
Ferro libero	1.25	0.90	0.84	2.25
pH (acqua)	7.6	7.7	7.7	7.4
pH (KCl)	6.2	5.4	6.3	6.3
Basi di scambio (m.e./100 gr.)				
Ca	17.50	10.50	9.50	23.50
Mg	1.00	1.00	0.50	1.50
K	0.13	0.06	0.06	0.36
Na	0.24	0.33	0.26	0.26
Totale	18.87	11.89	10.32	25.62
Acidità di scambio	13.91	7.95	10.93	14.91
C.S.C.	32.78	19.84	21.25	40.53
% saturazione	57.57	59.93	48.57	63.22

Questa è la descrizione micromorfologica.

Calvagese - Orizzonte Bt.

Il plasma ricopre buona parte della superficie della sezione. Lo scheletro è quantitativamente inferiore alla parte mobile, appare ben classato con la frazione siltosa preponderante. Si osservano alcuni granuli delle dimensioni della sabbia grossolana, ma non maggiori di 1,4-1,6 mm., generalmente costituiti da granuli di quarzo o di quarziti a spigoli vivi. Si ritrovano sempre concrezioni calcedoniose forse resti di radiolari. Si trovano miche molto alterate, poco fresche, talvolta anche delle dimensioni di 1 mm. Altri minerali femici sono rari.

Il fenomeno di *pseudogley* è presente, ma non ancora molto evidente e ben differenziato.

La struttura plasmatica è varia. Bisogna distinguere fra la parte con accumulo di ossidi di Fe e la parte in cui il ferro se ne è andato sotto forma di ferro ferroso. Nell'area del primo tipo la struttura è argillasepica, cioè il plasma è dominato da materiali argillosi anisotropi mentre naturalmente sono assenti le separazioni plasmatiche. Nella zona impoverita dal ferro si hanno invece alcune separazioni plasmatiche legate alle superfici dei granuli di dimensioni maggiori ed alle pareti dei vuoti. Si tratta di riorientamento di minuti foglietti di miche e di minerali argillosi dovuto a pressioni. Hanno debole birifrangenza con estinzione striata ed a nicols paralleli sono poco differenziati dalla tessitura della matrice. Si può quindi definire come una stuttura del tipo composto vo-schelsepico (Vo = vuoti, Schel = scheletro). Il plasma è in relazione porfiroschelica con i granuli dello scheletro.

I vuoti sono anch'essi di svariate forme. Preponderanti sembrano meta fessure irregolari (*craze planes*) variabili nel diametro e nella dimensione senza andamenti preferenziali. Hanno pareti per lo più smussate e ricoperte con cutans. Possono essere, nella parte ridotta, simili a slicken-sides (separazioni plasmatiche). Si trovano anche alcuni esempi di canalicoli sulle pareti e nei dintorni dei quali si notano i *cutans* con maggiore orientazione intrapedali e interpedali ed anastomizzanti fra di loro.

Si osservano comunemente vuoti circolari, forse pori dovuti a radici, più o meno regolari e molto spesso fasciati da *clay-skins* o addirittura riempiti di materiale argilloso fortemente orientato. Rare sono le ortocavità. I cutans sono molto frequenti, legati ai vuoti ed alle pareti dei granuli. Si tratta generalmente di argillans, che sono prodotti da una mescolanza di argilla ed ossidi o idrossidi di ferro che impartiscono il caratteristico colore giallo rossastro. Sono molto spesso composti da un unico materiale argilloso, sebbene si possono osservare fogliettature e stratificazioni a testimonianza del carattere ciclico di questo fenomeno. Sembra sia già in atto un processo di rubefazione, cioè saremo al passaggio da uno stato di *Braumlhem* ad uno *Rotlehm*.

I globuli sono comuni ed esclusivamente del tipo noduli, molto minuti e rotondi con limiti sfumati, spesso hanno nel centro un minuto cristallino che ha servito da nucleo di precipitazione. Altre forme di precipitazione del ferro hanno forme irregolari ramificate intorno ai granuli di scheletro. Fra i globuli si trovano anche papule a vari stadi di alterazione, da miche solo parzialmente alterate fino a masse alteratissime che mantengono solo l'aspetto esterno del minerale. Molto frequenti sono minutissimi granuli di magnetite.

Calvagese - Orizzonte Bg.

Lo scheletro è nettamente superiore in quantità alla parte mobile. Dimensionalmente è molto vario, infatti si osservano granuli di cristalli e di rocce superiori anche a 2 mm., senza tracce di arrotondamento. La mag-

gioranza di queste particelle è costituita da quarzi e da quarziti nelle quali si osservano scheletri di radiolari riempiti da materiali calcedoniosi. Alcuni di questi ultimi elementi sono fortemente impregnati di ossidi di ferro. Si riscontrano anche ortoclasio, miche ed altri minerali femici come augite e forse qualche orneblenda molto alterata. Questi ultimi termini sono abbastanza rari. Molto frequenti sono cristallini minuti di magnetite.

La struttura plasmatica è molto varia, asepica nelle zone di accumulo del ferro e con separazioni plasmatiche abbastanza evidenti nelle zone di impoverimento dello *pseudogley*. Argillasepica la prima, mentre nelle zone chiare la struttura plasmatica è di vario tipo e si potrebbe definire *schelvo-insepica*, cioè con separazioni di plasma in relazione alle superfici dei granuli di scheletro, ai vuoti e sparsi nella matrice a mo' di isolette individuali separate fra di loro, senza un apparente orientamento preferenziale. Solo raramente si hanno strutture molto limitate di tipo masepico, forse legate a fenomeni di sfogliettature ed alterazione delle miche.

La distribuzione dello scheletro del plasma è *porfiroschelica*; nelle zone ridotte si avvicina invece maggiormente al tipo agglomeroplasmico, cioè con il plasma che non riempie completamente le cavità intergranulari.

I vuoti sono del tipo ortocavità e metacavità con prevalenza dei primi. Sono irregolari nelle forme e nelle direzioni, spesso passano lateralmente a fessure irregolari.

Anche per i *cutans* bisogna distinguere fra le varie zone dello *pseudogley*. Nelle zone di accumulo del ferro troviamo *ferri-argillans* e *cutans* di argilla, mescolata con manganese, di colore bruno scuro, talvolta opachi. Tutte queste particolari figure pedologiche presentano una forte orientazione con estinzione a bande continue. Nelle zone impoverite di ferro si trovano *argillans* grigi argento e leggermente dorati, ma più frequenti sono le separazioni plasmatiche di argilla poco orientate con estinzione striata più evidente ai maggiori ingrandimenti (80-200 $\times$).

Fra i globuli si distinguono noduli minuti di ferro e manganese diffusi ed irregolari solo nella parte di accumulo, mai però sotto forma di concrezioni. Nelle zone in cui è avvenuta la riduzione del ferro tali individui sono assenti od al massimo appena accennati, minutissimi, trasparenti e di colore più chiaro.

Abbastanza frequenti sono *papule* in vari stadi di alterazione. In alcune si riconoscono ancora forme mineralogiche che vanno piano piano scomparendo, mentre negli stadi più avanzati la *papula* è completamente individualizzata.

Si è osservato in questo orizzonte un pedotubolo la cui origine non è molto chiara, ma sembrerebbe di poter escludere una genesi biologica, le pareti sono formate da cutans di pressione, e l'interno presenta ancora tracce di orientamento di materiali argillosi parallelo alle pareti; la fabric appare più argillosa delle zone circostanti.

Tale figura pedologica si trova nelle zone grigie dello pseudogley.

Conclusioni micromorfologiche.

L'analisi micromorfologica del suolo campionato nei pressi di Calvagese ha confermato le osservazioni di campagna. Si tratta di un suolo tronco di cui è ancora possibile osservare un Bt ed un Bg, ai quali orizzonti appartengono i campioni in cui sono state studiate le sezioni sottili. L'evoluzione pedologica di questo terreno è di gran lunga più spinta del suolo studiato sul loess ad Est di Candia presso Limone. L'argillificazione è la maggiore conseguenza di una più spinta alterazione; i minerali femici sono in quantità minori. Anche il fenomeno di accumulo di argille illuviali ha caratteristiche molto diverse sia qualitative che quantitative.

I *cutans* sono composti, spesso, ben orientati ed il ferro che si è mosso in essi è ad essi mescolato ed appaiono già i primi fenomeni di rubefazione.

Compatibilmente con la piccola estensione esplorata dalle sezioni si può anche parlare di una discontinuità litologica nella parte profonda del suolo a *pseudogley*. Mentre in alto il materiale è granulometricamente ben classato con una nettissima prevalenza di materiali del limo, nella parte sottostante si rinvengono frammenti grossolani di 1.5-2 mm. abbastanza frequenti.

Anche l'alterazione è chiaramente meno spinta nella parte inferiore e si assiste ad un aumento sensibile dei minerali femici poco alterati o inalterati in special modo miche.

Ci si trova in presenza di un suolo a *pseudogley* tronco di tutto l'orizzonte A.

Concludendo sembra che la pedogenesi Riss-Würmiana abbia dato luogo qui sul Garda a suoli ad evoluzione piuttosto spinta, seppur meno dell' interglaciale precedente. Schematicamente mi pare che si possa dire che:

1) I profili hanno, dove discretamente conservati, uno spessore di oltre un metro.

2) Non di rado si hanno fenomeni di rubefazione.

3) La differenziazione degli orizzonti è ben marcata. Di regola esiste un orizzonte di accumulo d'argilla illuviale; sempre si constata una argillificazione ben avanzata.

4) L'asportazione dei carbonati è un fatto generale. Molto spesso oltre ai citati accumuli di detti sali nella parte più profonda del profilo anche il substrato risulta sensibilmente cementato per vari decimetri.

4. - I suoli post-würmiani.

I materiali di età würmiana sono sul Garda di varia natura. Al morenico si accompagna il fluvioglaciale, ma vasti tratti dei colli e della piana sono coperti da una coltre di loess. Le placche più importanti risultano anche dalla carta di VENZO che, gioverà ricordarlo, è alla scala 1:40.000. Molte altre venute di loess, che coprono da qualche centinaio fino a qualche migliaio di metri quadri, sono osservabili qua e là e sarebbero cartografabili solo a scala molto più dettagliata.

Sta di fatto che fenomeni di sedimentazione eolica hanno avuto in varie fasi del Würm larga diffusione qui sul Garda specialmente nel ramo occidentale dell'anfiteatro.

Converrà pertanto intrattenersi sui loess e sui terreni che da essi derivano più che sui suoli da morenico o fluvioglaciale, dai quali qui subito sgombreremo il campo con poche considerazioni.

I suoli sul morenico e sul fluvioglaciale di età würmiana sono quasi dovunque coltivati da tempo. Mostrano, dove per avventura sia rimasto un tratto di bosco, una evoluzione molto modesta anche perchè il substrato è notevolmente ricco in carbonati. Siamo di fronte a profili A C o, al massimo, A (B) C che rientrano nel primo caso ancora tra i rendzina, nel secondo tra i suoli bruni calcimorfi. Lo spessore del profilo è modesto, superando solo di rado il mezzo metro. L'alterazione è quanto mai poco avanzata, l'argillificazione modesta.

Dai loess, per più favorevole granulometria, minor tenore in carbonati ed in alcuni casi più dolce giacitura, si sono invece originati suoli con maggiore profondità e più marcata differenziazione di orizzonti nei vari profili. Sovente si supera il metro di potenza di materiale alterato. Di regola i suoli rientrano tra i bruni acidi con una certa tendenza alla formazione di un B illuviato, modestamente arricchito d'argilla per lisciviazione dagli orizzonti soprastanti.

Un profilo che fu esaminato e discusso anche durante le escursioni della LXIII Adunanza estiva della Società Geologica Italiana è posto a est di C.na Candia sopra a Limone (Gavardo) ed è costituito dai seguenti orizzonti:

Al - cm 0-8, limite inferiore chiaro color bruno (10 YR 4/3) umido, bruno pallido (10 YR 6/3) asciutto; aggregazione grumosa fine evidente; lisciviato e costipato, molto friabile, scarso; pori piccoli comuni, attività biologica media, radici abbondanti, drenaggio normale.

A_3 - cm 8-28/30 limite inferiore chiaro, color bruno un po' scuro (7,5 YR 4/4), aggregazione grumosa fine evidente, lisciviato, friabile, poco plastico, non adesivo, scheletro minuto comune fresco e a spigoli vivi; pori piccoli comuni; drenaggio normale, radici comuni erbacee ed arboree, attività biologica intensa a tratti, in genere media.

B_1 - cm 28/30-60/70 limite inferiore graduale, colore della massa bruno un pò scuro (7,5 YR 4/4), colore delle patine di argilla bruno giallastro (9 YR 5/4), aggregazione poliedrica subangolare fine e media evidente, drenaggio normale, scheletro assente, pori comuni minuti, plastico, poco adesivo, alcuni clay skins evidenti; attività biologica media, radici comuni.

B_{21} - cm 60/70-90/100, limite inferiore chiaro, color bruno (7,5 YR 4,5/4) aggregazione prismatica fine evidente, umido, resistente, bagnato, plastico, poco adesivo, scheletro assente, pori piccoli scarsi, drenaggio lento; clay skins comuni evidenti, più scuri della massa, bruno rossastro (6 YR 4/3), qualche laccatura di ossidi di manganese, qualche screziatura poco evidente, minuta; attività biologica modesta, radici scarse.

B_{22} - cn e g-cm 90/100-190/195, limite inferiore graduale, colore della massa bruno giallastra scuro (10 YR 4/4), aggregazione prismatica non molto evidente fine e media, duro, plastico, poco adesivo, scheletro assente; pori piccoli e scarsi; screziature frequenti, minute e grandi, evidenti, di colore bruno un pò chiaro (7,5 YR 5,5/4); clay skins evidenti e abbondanti, di colore bruno (7,5 YR 4,5/4), patine di manganese frequenti; concrezioni ferromanganesifere comuni, minute sferiche; drenaggio molto lento, attività biologica assente, radici assenti.

II B_{22} - cn e g-190/195 per oltre 40 cm, color bruno (7,5 YR 4,5/4) massivo, plastico, poco adesivo, molto duro e cementato; scheletro frequente, molto minuto, fresco; clay skins comuni di color bruno (7,5 YR 4/4) facce di pressione comuni; patine di manganese comuni, concrezioni ferromanganesifere comuni minute e sferiche; screziature abbondanti grandi, molto evidenti, anastomizzantesi fra loro e di colore bruno chiaro (7,5 YR 5,5/4); drenaggio quasi impedito, attività biologica assente, radici assenti.

Nella tabella n. 5 sono riportati i dati analitici. Vengono qui di seguito riportati i risultati dell' indagine micromorfologica del FERRARI mentre rinvio alla tabella di D. MAGALDI per l'analisi mineralogica.

Tabella 5. — *Profilo sopra Limone* (C.na Candia).

Orizzonte	A_3	B_1
Profondità	20	70—80
Sabbia	43.8	40.5
Limo	29.6	31.7
Argilla	26.5	27.8
Rapporto limo/argilla	1.11	1.14
C Organico	0.55	0.12
N totale	0.05	0.03
C/N	11	4
Sostanza organica ($C \times 1.72$)	0.95	0.21
Ferro libero	0.84	1.15
pH (acqua)	5	5.5
pH (KCl)	4	3.8
Basi di scambio (m. e./100 gr.)		
Ca	1.00	2.50
Mg	1.00	0.75
K	0.10	0.10
Na	0.23	0.30
Totale	2.33	3.65
Acidità di scambio	14.90	11.90
C.S.C.	17.23	15.55
% saturazione	13.54	23.48
$CaCO_3$%	assente	assente

Seguono le descrizioni micromorfolgiche.

Limone (*C.na Candia*) - *Orizzonte A.*

La parte mobile è superiore quantitativamente a quella immobile. Il plasma contiene sostanza organica ben mescolata con la frazione minerale. Lo scheletro è abbastanza ben classato ed è costituito da due frazioni: una con dimensioni del silt e della sabbia grossolana (1.3-1.5 mm.). I granuli a dimensioni maggiori, solo raramente appaiono smussati, hanno per lo più spigoli vivi e forme allungate, spesso mantengono l'habitus cristallino originario. La maggioranza di essi è costituita da cristalli di quarzo e di ortoclasio. Solo come accessori si possono riconoscere minerali femici. Smussati ed arrotondati anche perfettamente sono invece altri individui provenienti da quarziti a radiolari, talvolta con aspetto scistoso, e quasi sempre permeate di materiali ferrosi.

La fabric plasmatica è del tipo silasepico, cioè con una grande quantità di granuli di dimensione del silt senza separazioni plasmatiche riconoscibili. La distribuzione dello scheletro in relazione al plasma è porfiroschelica, cioè equivalente alla disposizione di fenocristalli in una roccia porfiritica.

I vuoti sono transpedali, cioè senza nessuna relazione specifica con gli aggregati primari. Sono ortocavità (*orthovughs*) irregolari nei parametri e nelle direzioni di sviluppo. Orto significa che le pareti di questi vuoti sono scabrose per la maniera stessa di disporsi dei granuli minerali.

Si notano fra le figure pedologiche numerosi globuli di diverso tipo e diversa origine. I più frequenti sono « noduli » di sesquiossidi di ferro con fabric indifferenziata e confini diffusi, talvolta irregolari. Le concrezioni (a fabric concentrica) sono rare ma di dimensioni superiori a quella dei noduli e sempre rotondeggianti. Tutti questi globuli sono da considerarsi « in situ » in quanto hanno la stessa fabric del materiale inglobante e spesso sfumano in esso.

Sono frequenti cristallini opachi di magnetite anche con una parte dell'habitat cristallino caratteristico ben conservato.

In questo orizzonte si trovano altre concentrazioni plasmatiche sotto forma di pellicole di iiluviazione (argillans). Peraltro sono pochissimo frequenti 1-2% della superficie totale. Hanno un'orientamento debole, sono di spessore ridotto, colorate intensamente da ferro. Si trovano per lo più in relazione con i vuoti e con i granuli più grandi dello scheletro.

Intorno a quest'ultimi le bande di estinzione striata che si possono riconoscere non sono sempre costituite da argillans, più spesso sono laminette di miche che pressate si dispongono parallelamente alla superficie contro cui vengono spinte.

Si rinvengono solo raramente papule con confini netti, arrotondati. Con ogni probabilità si tratta di foglietti di mica alterati ereditati da suoli con alterazione più spinta.

Il carattere ortico della cavità è in gran parte dovuto al semplice modo di disporsi dei granuli, non è da escludere però che il fenomeno della lisciviazione abbia contribuito alla realizzazione della scabrosità delle pareti portando via in sospensione le particelle di dimensione minore e quindi facendo aggettare i granuli allo scheletro.

Limone (*C.na Candia*) - *Orizzonte* B_1.

La frazione scheletrica è come quantità inferiore a quella mobile plasmatica. Anche in questo orizzonte la sostanza organica è intimamente incorporata e mescolata con quella minerale. Lo scheletro è più abbondante che nella precedente sezione, anzi si può aggiungere che la frazione sabbiosa è più frequente e ricopre una superficie stimata dal 10-12%. E' costituita come in precedenza da cristalli di quarzo ed ortoclasio. Si trovano ancora frammenti di rocce impregnate di ossidi di Fe. I granuli di quarzo sono a spigoli vivi, gli unici elementi ad angoli smussati o addirittura arrotondati sono i soliti frammenti di radiolari.

La struttura plasmatica è come nella sezione precedente per lo più di tipo silasepico, ma si possono osservare ad ingrandimenti maggiori anche rare zone con una struttura tendente ad un tipo composto schel-insepico non evidente e differenziato.

Le separazioni plasmatiche con estinzione striata sono legate ai granuli di scheletro ed appaiono come piccole zone isolate. Anche intorno ad alcuni vuoti, ma raramente si osservano fenomeni del tipo delle separazioni plasmatiche. E' probabile che questi fenomeni siano in relazione con disposizioni preferenziali delle laminette di miche orientate ed alterate in posto. Non è spiegabile molto facilmente il fatto che le miche in questo orizzonte siano più alterate che in quello superiore. Come spiegazione tentativa si potrebbe dire che nell'orizzonte A per lisciviazione sono rimaste solo le miche non o poco alterate, mentre nel B si trovano i prodotti di alterazione ancora in posto, d'altra parte le miche di questo orizzonte sono mascherate da ossidi di ferro che impediscono una buona osservazione microscopica.

La relazione fra plasma e scheletro è del tipo porfiroschelico. I vuoti sono delle meta-cavità regolari con parametri simili, talvolta non in comunicazione, altrimenti possono comunicare ed allora la forma rotondeggiante diviene oblunga dando un effetto d' insieme simile a canalicoli.

Le pareti di questi vuoti sono rivestite di argillans di colore giallo bruno per ossidi di ferro, non continui, sottili con estinzione solo talvolta forte e chiara, ma più spesso non ben definita e striata. Alcuni pori più piccoli rotondeggianti sono completamente riempiti di cutans di argilla con fortissima orientazione. Fra i globuli le concrezioni sono quasi scomparse, rimangono solamente alcuni noduli irregolari, sfumanti nella matrice, ma in numero molto minore che nell'orizzonte superiore. La magnetite è in quantità maggiore e con cristalli di maggiori dimensioni. Sono invece più frequenti papule di miche molto alterate talvolta ovali e ben arrotondate.

La presenza di miche meno alterate nell'orizzonte superficiale può far pensare anche a materiali di apporto più recente che abbiano coperto il suolo sottostante per colluviamento o per messa in posto eolica.

Conclusioni micromorfologiche.

L'analisi microscopica sembra confermare le osservazioni di campagna. Si tratta di una terra bruna leggermente lisciviata. La cementazione nella parte bassa del loess forse è dovuta all'argilla illuviale che riempendo i vuoti e riunendo le cavità fra di loro ha reso meno poroso e più compatto il suolo. La lisciviazione comunque non sembra molto forte ed anche le analisi granulometriche non riescono ad evidenziarla. Forse è solo la parte delle argille fini e finissime che è riuscita a migrare verso il basso.

In sezione sottile si è visto confermato l'aumento di materiale sabbioso verso il basso, e la diminuzione della sostanza organica in quanto i colori bruni del plasma sono molto più tenui in profondità. Molto interessante è la diminuzione verso il basso dei globuli, con scomparsa assoluta delle concrezioni a 120 cm., forse influenzata dai prodotti di alterazione delle foglie

del bosco di castagno sopportato dal suolo, che contengono un alto tasso di tannino, sostanza che secondo alcuni è capace di far precipitare il ferro. Il carattere dell'alterazione non sembra molto spinto, i materiali freschi sono in maggioranza.

Dall'esame di questo profilo e dalla comparazione con numerosi altri da loess di età würmiana mi sembra si possono considerare acquisiti per il Garda i seguenti fatti:

A) Le coltri loessiche provengono in gran parte, data la forma e le dimensioni dei granuli, da non molto lontano. La natura mineralogica sembrerebbe provare che il morenico ed il fluvioglaciale di pari età e circostanti hanno costituito la principale cava di prestito per il loess che, come i predetti depositi, risulterebbe, più ricco di carbonati nel tratto orientale che in quello occidentale.

B) Mentre i loess di età anaglaciale Würm impacchettati tra la morena würmiana a tetto ed il paleosuolo Riss-Würm a letto mostrano, oltrechè spesso giacitura colluviale secondaria, i segni di pedogenesi in ambiente steppico, questo non capita con i loess che sovrastano la morena würmiana soprattutto nel tratto occidentale.

C) Come nell'Europa centrale meno arida i suoli derivati da loess si possono riferire a terre brune forestali, a suoli bruni acidi e a suoli bruni lisciviati.

Uno studio dettagliato potrebbe chiarire la genesi e la diffusione dei vari tipi pedologici. Considerevole influenza ha certo, oltrechè la giacitura che condiziona fra l'altro i fenomeni di erosione idrica, il tenore dei carbonati. Ricerche future potrebbero infatti chiarire fino a qual punto i suoli bruni forestali, a pH e grado di saturazione ben più elevati dei bruni acidi, sono legati a depositi loessici inizialmente più ricchi di carbonati.

Una non facile indagine poichè dovrebbe svolgersi in aree fortemente antropizzate e « ab antiquo » coltivate potrebbe riguardare la diffusione del loess oltre gli anfiteatri giù giù nella pianura. E' probabile che il loess, via via meno abbondante e a granulometria più fine, si esaurisca non lontano dalle confluenze dei corsi di acqua maggiori con il Po dove, pur difficili oggi a vedersi, esistono vecchie dune sabbiose dovute all'azione dei venti sui depositi fini degli alvei.

5. - Cenno conclusivo.

I. Poche parole serviranno a concludere questa nota. Vorrei dapprima indicare i limiti che l' indagine pedologica trova in questo tipo di rilevamento, per accennare poi a quali studi i giovani potrebbero in questo campo dedicarsi per far avanzare le conoscenze in un settore certo dei più trascurati nel nostro paese.

Da più parti si invoca la collaborazione dei pedologi per lo studio del Quaternario continentale. Orbene deve essere chiaro a tutti che non sempre i resti di paleosuoli possono dare indicazioni cronologiche di rilievo.

Prescindendo dalla distinzione, pur importante, tra paleosuoli e sedimenti di suoli, questi ultimi in genere di assai minor significato, va ricordato che non sempre i resti di un antico suolo possono raccontare un lungo capitolo della storia della località dove si sono rinvenuti. Si passa da un minimo, costituito in genere dalla dimostrazione di una pedogenesi (che può essere assai importante per chiarire, ad esempio, la presenza di un Interstadiale) fino ad un massimo. Questo può essere dato da un paleosuolo ben conservato in cui dall'orizzonte A si possono trarre deduzioni sulle passate coltri vegetali studiando il tipo di humus presente. Dagli orizzonti profondi di tale profilo si avranno indicazioni sui fenomeni di alterazione pedogenetica, e su alcune delle condizioni ecologiche in cui si sono verificati.

I paleosuoli sono assai significativi quando sepolti perchè in genere meglio conservati e termini « post quem » per i sedimenti che li hanno ricoperti. Quando invece affiorano ed hanno subito gravi e ripetuti fenomeni erosivi, nonchè l'azione di numerosi altri cicli pedogenetici dopo il primo che li ha generati, ecco che varie caratteristiche peculiari sono scomparse e le rimanenti sono di assai difficile interpretazione.

Quando un misero suolo, prodotto d'una pedogenesi recente, è tutto quello che si può trovare su un vecchio terrazzo o su una morena antica cosa potrà mai raccontare il pedologo al collega geomorfologo o geologo impegnato nel rilevamento? Ecco che in questo caso fotoaeree, ricerche sedimentologiche o altre raffinate tecniche potranno portare risultati più brillanti e dimostrativi.

E' certo comunque che l' indagine pedologica deve sempre unirsi a quella sedimentologica e geomorfologica nello studio del Quaternario. Insieme possono compier un lungo cammino e raggiungere non facili mete.

II. I suoli originatisi nei due ultimi interglaciali sono in genere ben distinguibili tra loro e dal suolo post-würmiano. Non abbiamo sinora dati che ci permettono di distinguere i paleosuoli dei vari Interstadi. Tralasciamo i diversi stadi delle glaciazioni mindeliana e rissiana perchè è assai probabile che i fenomeni pedogenetici dei successivi interglaciali siano stati così intensi da uniformare i vari paleosuoli obliterando, ad esempio, le piccole differenze tra i terreni sul Riss I e Riss II. Non sappiamo però quasi nulla sulle varie fasi dell'ultima glaciazione. Uno studio comparativo dei suoli sui terrazzi Würm I, II e III, in zone abbastanza lontane dai ghiacciai e lungo qualche corso d'acqua significativo (*Olona?*) potrebbe dare risultati interessanti.

Rilevando nelle maggiori aree loessiche con la dovuta pedanteria, dovrebbero pur saltare fuori suoli interstadiali würmiani, se si avrà un po' di fortuna.

A proposito del loess si deve purtroppo constatare che nel nostro paese negli ultimi tempi se ne sono occupati più gli stranieri che gli italiani. Occorre invece non soltanto uno studio sistematico della mineralogia di tali depositi ma altresì una ricerca della loro diffusione. In Piemonte, ad esempio, i rilevamenti di F. Petrucci e S. Venzo dell' Istituto geologico Parmense hanno già permesso di rinvenire placche di loess assai lontane dalle fronti degli antichi ghiacciai. Facendo una serie di traversate dagli anfiteatri alla Pianura, penso che si potrebbe alla fine avere un quadro assai più preciso delle aree coperte da questi sedimenti, dell' entità dei fenomeni periglaciali che li hanno originati e delle epoche in cui si sono verificati. In altri termini bisognerà arrivare per buona parte dell'ultima glaciazione ad una cronologia assoluta e dettagliata che per ora manca completamente per l'Italia ed è invece già delineata in altri paesi europei e negli Stati Uniti. Lo studio del loess può contribuire considerevolmente al raggiungimento di tale traguardo.

Fig. 1. — Una sezione nella cava di Ciliverghe.

Fig. 2. — La sezione alla cappella di S. Rocco.

BIBLIOGRAFIA

CASTIGLIONI G. B. - *I depositi morenici del gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali postwürmiani.* Mem. Ist. Geol. Univer. Padova, XXIII, 1961.

FERRARI G. A. - *Elementi introduttivi di micromorfologia del suolo e tecnica di realizzazione di preparati con Gabraster 1400.* Atti Soc. Toscana Sc. Nat., Mem., vol. LXXII, Serie A, 1966.

FRANZLE O. - *Die pleistozäne Klima und Landschaftentwicklung der nördlichen Po-Ebene im Lichte bodengeographischen Untersuchungen.* Abb. Akad. Wiss. Mainz, 1965, n. 8.

FRENZEL B. - *Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters.* F. Wieweg-Braunschweig, 1967.

HALLE B. - *Zur Klimatische Morphologie des Alpensüdrands. Untersuchungen in der Moränenamphitheatern der Etsch und des Gardasees.* Nachr. Ak. Wiss. in Göttingen, 1960.

MANCINI F. - *Osservazioni sui loess e sui paleosuoli dell'Anfiteatro orientale del Garda e di quello di Rivoli (Verona).* Atti Soc. It. Sc. Nat., 99, III, Milano 1960.

MOVIUS H. L. - *Radiocarbon dates and upper Paleolithic Archaeology in Central and Western Europe.* Current Anthropology, 1, 5-6, 1960.

VENZO S. - *Rilevamento geologico dell'Anfiteatro morenico del Garda. Parte I: Tratto occidentale Gardone-Desenzano. Con Carta 25.000.* Mem. Soc. It. Scienze Nat. Milano, Vol. XII, Fasc. II. Milano, 1957.

VENZO S. - *Rilevamento geologico dell'Anfiteatro morenico del Garda. Parte II: Tratto orientale Garda-Adige e anfiteatro atesino di Rivoli Veronese. Con Carta 25.000.* Ibid. 1961.

VENZO S. - *Rilevamento geologico dell'Anfiteatro morenico frontale del Garda dal Chiese all'Adige.* Mem. Soc. It. Sc. Nat., XIV, 1, 1965 (con ricca bibliografia).

VENZO S. - *Glacial and fluvioglacial deposits in the terminal moraine basins south of the Alps in Northern Italy.* Proceedings of the VII INQUA Boulder-Denver, Colorado 1965. University of Colorado Press Boulder, Colorado, October, 1968; pp. 85-91.

VENZO S. - *The frontal end moraines of the Lake Garda Basin and the origin of the terraces of the Po Valley.* Ibid. pp. 93-99, 2 figg.

VENZO S. - *New Data on the Pliocene-Pleistocene Boundary in Northern Italy: Western Emily and Lombardy, Po Valley.* VII INQUA Denver-Utah. Means of correlation of Quaternary Succession, Vol. 8, Proceeding VII. Congress International Association for Quaternary Research. University of Utah Press 1968, pp. 349-363, 6 figg..

Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano - 109/2: 220-222, 15-VI-1969

DANILO MAINARDI (*) and ALESSANDRO C. ROSSI (*)

ADAMSIA PALLIATA AND *CALLIACTIS PARASITICA* ON THE SAME *PAGURUS EXCAVATUS* (FIRST RECORD), AND THE PROBLEM OF *A. PALLIATA* AS OBLIGATORY PARTNER OF *P. PRIDEAUXI* (**)

Riassunto. — Descrizione del rinvenimento, il primo finora noto, di un *Pagurus excavatus* associato contemporaneamente con due attinie di due specie diverse (*Adamsia palliata* e *Calliactis parasitica*). Di particolare rilievo la associazione con *P. excavatus* di *A. palliata*, ritenuta simbionte obbligatoria di *P. prideauxi* in base a reciproci ben specifici adattamenti, tra cui l'alimentazione dell'attinia ad opera del paguro, essendo essa ritenuta incapace di nutrirsi autonomamente.

Il reperto, e la prolungata vita in acquario dell'associazione tra *P. excavatus* e *A. palliata* (ed anche *C. parasitica*) dimostra come *A. palliata* non sia in realtà simbionte obbligatoria di *P. prideauxi*. Viene rimarcato il significato di questi eventi naturali che, pur rari, possono rappresentare, intesi come indice di minore specializzazione, fondamentali sbocchi evolutivi per la sopravvivenza della specie.

A specimen of the hermit crab *Pagurus excavatus* associated with two different species of sea anemones (*Adamsia palliata* and *Calliactis parasitica*) has been trawled in the Tigullio gulf, in front of Santa Margherita Ligure. The hermit crab inhabited a shell of *Calliostoma zizyphinum*, and supported an *A. palliata* in ventral position of the shell opening and a *C. parasitica* on the back of the shell (figs. 1, 2, 3).

(*) Istituto di Zoologia - Osservatorio di Biologia Marina (S. Margherita Ligure) dell'Università di Parma. Authors' address: Istituto di Zoologia, Università, 43100 Parma, Italia.

(**) Supported by a grant from the Italian National Council of Research (C.N.R.). We are indebted to Dr. Elio Machi of the Osservatorio di Biologia Marina of S. Margherita Ligure for valuable advice and help.

As far as we know this kind of association has never been described before. While the actinian *C. parasitica* is usually found, in the Mediterranean, on the surface of shells occupied by *P. excavatus* [1], it has long been known that *A. palliata* forms with another crab, *Pagurus prideauxi*, what has been called the closest association between an actinian and another invertebrate. Referring to the exhaustive review by Ross (1967), except in their very young stages these two animals are only found living together; almost always a single *Adamsia* associated with a single *P. prideauxi*. This close association seems to be due, at least in part, to the mutual adaptations of the two partners. In fact, following early observations by Gosse (1860), the sea anemone avoids the shell changing of its host by producing special lobes of the foot which spread over the shell. Gosse also noticed the membrane produced by the foot which embraces that part of the crab's abdomen not covered by the shell. According to Faurot (1910) the two animals grow at approximately equal rates, almost like a single organism. Old data (Wortly, 1863) recently confirmed (Fox, 1965), testify that *P. prideauxi* feeds its *Adamsia* by placing food in the anemone's mouth with its claws. *Adamsia* in fact is said to be incapable of feeding for itself (Caullery, 1952). On the basis of the above data Ross (1967) clearly affirms that *A. palliata* and *P. prideauxi* are obligatory partners. On the other hand Riedl (1963), non quoted by Ross (1967), refers that *A. palliata* is rarely found on *P. excavatus* or on corals.

Our specimen, which doubtless confirms the assertion of Riedl, is also remarkable for the contemporary presence of *C. parasitica* and *A. palliata* on the shell of the same *P. excavatus*. Both the hermit crab and the sea anemones live well in aquarium [2], and the association among these individuals is very stable.

---

[1] *C. parasitica* lives also on shells occupied by *Dardanus arrosor*, *Clibanarius misanthropus* or by gastropods (Ross, 1967); according to Riedl (1963) it is also found in association with *Paguristes oculatus*.

[2] They have been trawled by a fishing-boat at the 10th of April 1969, and after a few days transferred to an aquarium in Parma, where at present (June, 1969) they are still living.

Even if we have found a single case we believe that this is sufficient to demonstrate that *P. prideauxi* and *A. palliata* are not really obligatory partners. The possibility, for this anemone, of living in association with another crab, though at present it seems rarely to happen, means less specialization, that is new evolutionary overtures for this species.

LITERATURE CITED

CAULLERY M., 1952 - Parasitism and Symbiosis. Sidgwick and Jackson, London.

FAUROT L., 1910 - *Arch. Zool. exp. gén.*, *5*: 421-486.

FOX H. M., 1965 - *Ann. Mag. nat. Hist.*, (*Ser. 13*) *8*: 173-175.

GOSSE P. H., 1860 - Actinologia Britannica. A history of the British Sea Anemones and Corals. John Van Voorst, London.

RIEDL R., 1963 - Fauna und Flora der Adria. Verlag Paul Parey, Hamburg und Berlin.

ROSS D. M., 1967 - *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, *5*: 291-316.

WORTLEY S., 1863 - *Ann. Mag. nat. Hist.*, *12*: 388-390.

PLATE XXVII

Fig. 1. — The specimen of *Pagurus excavatus* with *Calliactis parasitica* on its shell in side view (the *Adamsia palliata* does not appear from this view). (× 1.8).

Fig. 2. — A ventral view showing *C. parasitica* on right side and *A. palliata* at the mouth of the shell. (× 1.8).

Fig. 3. — Another ventral view of the *A. palliata*. (× 2.8).

1

2

3

SUNTO DEL REGOLAMENTO DELLA SOCIETÀ

(Data di fondazione: 15 Gennaio 1856)

Scopo della Società è di promuovere in Italia il progresso degli studi relativi alle Scienze Naturali.

I Soci possono essere in numero illimitato.

I *Soci annuali* pagano una quota d'ammissione di L. 500 e L. 3.000 all'anno, *nel primo bimestre dell'anno, e sono vincolati per un triennio.* Sono invitati alle sedute, vi presentano le loro Comunicazioni, e ricevono gratuitamente gli *Atti* e la Rivista *Natura.*

Si dichiarano *Soci benemeriti* coloro che mediante cospicue elargizioni hanno contribuito alla costituzione del capitale sociale o reso segnalati servizi.

La *proposta per l'ammissione d'un nuovo Socio* deve essere fatta e firmata da due soci mediante lettera diretta al Consiglio Direttivo.

La corrispondenza va indirizzata alla « Società Italiana di Scienze Naturali, presso Museo Civico di Storia Naturale, Corso Venezia 55, 20121 Milano ».

AVVISO IMPORTANTE PER GLI AUTORI

Gli originali dei lavori da pubblicare vanno dattiloscritti a righe distanziate, su un solo lato del foglio, e nella loro redazione completa e definitiva, compresa la punteggiatura. Le eventuali spese per correzioni rese necessarie da aggiunte o modifiche al testo originario saranno interamente a carico degli Autori. Il testo va preceduto da un breve riassunto in italiano e in inglese.

Gli Autori devono attenersi alle seguenti norme di sottolineatura:

———— per parole in *corsivo* (normalmente nomi in latino)

- - - - - per parole in carattere d i s t a n z i a t o

===== per parole in MAIUSCOLO MAIUSCOLETTO (per lo più nomi di Autori)

≡≡≡≡ per parole in **neretto** (normalmente nomi generici e specifici nuovi o titolini).

Le illustrazioni devono essere inviate col dattiloscritto, corredate dalle relative diciture dattiloscritte su foglio a parte, e indicando la riduzione desiderata. Tener presente quale riduzione dovranno subire i disegni, nel calcolare le dimensioni delle eventuali scritte che vi compaiano. Gli zinchi sono a carico degli Autori, come pure le tavole fuori testo.

Le citazioni bibliografiche siano fatte possibilmente secondo i seguenti esempi:

GRILL E., 1963 - Minerali industriali e minerali delle rocce - *Hoepli,* Milano, 874 pp., 434 figg., 1 tav. f. t.

TORCHIO M., 1962 - Descrizione di una nuova specie di *Scorpaenidae* del Mediterraneo: *Scorpenodes arenai* - *Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano,* Milano, 101, fasc. II, pp. 112-116, 1 fig., 1 tav.

Cioè: COGNOME, iniziale del Nome, Anno - Titolo - *Casa Editrice,* Città, pp., figg., tavv., carte; o se si tratta di un lavoro su un periodico: COGNOME, iniziale del Nome, Anno - Titolo - *Periodico,* Città, vol., fasc., pp., figg., tavv., carte.

(segue in quarta pagina di copertina)

INDICE DEL FASCICOLO II

(*continua dalla terza pagina di copertina*)

La Società concede agli Autori 50 estratti gratuiti con copertina stampata. Chi ne desiderasse un numero maggiore è tenuto a farne richiesta sul dattiloscritto o sulle prime bozze. I prezzi sono i seguenti:

Copie	25	50	75	100	150	200	300
Pag. 4:	L. 3.000	L. 3.500	L. 3.750	L. 4.000	L. 4.750	L. 5.500	L. 6.600
» 8:	» 3.750	» 4.250	» 4.500	» 5.000	» 5.750	» 6.500	» 8.100
» 12:	» 4.500	» 5.000	» 5.500	» 6.000	» 7.000	» 7.800	» 9.600
» 16:	» 5.500	» 6.000	» 6.500	» 7.000	» 8.000	» 9.000	» 11.200

La copertina stampata viene considerata come 4 pagine, non cumulabili con quelle del testo, e pertanto il suo prezzo è calcolato a parte.

Per deliberazione del Consiglio Direttivo, le pagine concesse gratuitamente a ciascun Socio sono 12 per ogni volume degli « Atti » o di « Natura ». Nel caso il lavoro da stampare richiedesse un maggior numero di pagine, quelle eccedenti saranno a carico dell'Autore, al prezzo di L. 3.000 per pagina.

Il pagamento delle quote sociali va effettuato a mezzo del Conto Corrente Postale N. 3/52686, intestato a: « Soc. It. Scienze Naturali, Corso Venezia 55, 20121 Milano ».

Pavia — Editrice Succ. Fusi — 15 Giugno 1969

Direttore responsabile: PROF. CESARE CONCI

Registrato al Tribunale di Milano al N. 6574